

Hydrogeologie glazial übertiefer Täler der Bayerischen Alpen zwischen Lech und Wössner Tal

Von Klaus-Peter SEILER

Herrn Professor Neumaier gewidmet

Inhalt:

	Seite
1. Einleitung	7
2. Umgrenzung der Problemstellung	9
3. Arbeitsmethoden und Begriffe	10
3.1. Hammerschlagseismik	10
3.2. Hydrologische Begriffe	15
I. GEOLOGIE	
1. Gesteinsausbildung: Trias — Tertiär	16
1.1. Nördliche Kalkalpen	16
1.1.1. Trias	16
1.1.2. Jura	20
1.1.3. Kreide und Tertiär	21
1.2. Flysch	22
1.3. Helvetikum	22
2. Tektonik	23
2.1. Schuppen-, Decken- und Faltenbau	24
2.2. Kleintektonische Untersuchungsergebnisse	24
2.3. Tektonische Störungen	29
3. Quartär	29
3.1. Das pleistozäne Eisstromnetz	30
3.2. Zur Frage der quartären Talübertiefung	31
3.2.1. Geophysikalische Untersuchungsergebnisse zur Talübertiefung	38
3.2.2. Hydrologische Berechnung zur Grundwassermächtigkeit	42
3.2.3. Berechnung der Taltiefe nach glaziologischen Daten	44
3.3. Quartäre Sedimentabfolgen	46
3.4. Quartäre Sedimente und ihre seismischen Geschwindigkeiten der Longitudinalwelle	49
3.5. Pleistozän und Holozän	51
3.5.1. Rißeiszeitliche und riß-würm-interglaziale Ablagerungen	51
3.5.2. Würmeiszeitliche und holozäne Ablagerungen	56
II. HYDROGEOLOGIE	
1. Trockenwetterganglinien	62
1.1. Trockenwetterabfluß im Murnauer und Eschenloher Moos	63
1.2. Trockenwetterabfluß in den Bayerischen Alpen	64

2. Wasserbilanzen	68
2.1. Wasserbilanzen kleinerer Einzugsgebiete	70
2.2. Langjährige Wasserbilanzen großer Einzugsgebiete	74
3. Durchlässigkeit des Gesteins	77
3.1. Durchlässigkeit des Festgesteins	79
3.1.1. Nutzbarer Hohlraumgehalt des Festgesteins	84
3.2. Durchlässigkeit des Lockergesteins	85
3.2.1. Nutzbarer Hohlraumgehalt des Lockergesteins	87
3.2.2. Abstandsgeschwindigkeiten im Lockergestein	87
3.3. Infiltration über Hang- und Bachschuttbildungen	88
4. Strömungsfelder in Grundwasserbecken	89
4.1. Die Grundwasseroberfläche	97
4.2. Ergebnisse zur Untersuchung der elektrolytischen Leitfähigkeit	97
4.3. Ergebnisse von Tritiumuntersuchungen	99
4.4. Ergebnisse von Deuteriumuntersuchungen	101
4.5. Ergebnisse von Markierungsversuchen	101
5. Praktische Folgerungen	102
5.1. Hydrogeologische Gegebenheiten	102
5.2. Grundwassergewinnung und Grundwasserschutz	103
5.3. Abwasserbeseitigung	105
6. Ausblick auf zukünftige Arbeiten	106
Zusammenfassung	107
Literatur	109
Summary	117

Dank

Diese Arbeit gedieh unter der Obhut von Herrn Professor Dr. Neumaier, ihre Teilergebnisse wurden von den Herren Professor Dr. Moser, Dr. Batsche, Dipl.-Ing. Behrens, Professor Dr. Bergmann, Dr. Herold, Dipl.-Phys. Rauert, Dipl.-Phys. Stichler und Dr. Valentin gerne und offen diskutiert. Diesen Diskussionen verdanke ich manche Anregung; möge diese fruchtbare Zusammenarbeit stets so bestehen bleiben.

Die Herren Stadtbaudirektor Dipl.-Ing. Lohr, Oberbaurat Dipl.-Ing. Mayr und Oberamtmann Gmelch sowie die Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung mbH mit dem Institut für Radiohydrometrie haben Gelände- und Laborarbeiten, aber auch die Ausarbeitung von Problemstellungen gefördert.

Den Herren Professor Dr. Angenheister, Professor Dr. Grimm, Professor Dr. Schmidt und Professor Dr. Wilhelm fühle ich mich für kritische Anmerkungen zu dieser Arbeit verpflichtet.

Ein schlichtes Danke mag Ihnen allen meine tiefe Verbundenheit ausdrücken.

Nicht zuletzt hat die ruhige und ausgleichende Art meiner Frau wesentlich zum Entstehen dieser Arbeit beigetragen; ihr gebührt mein besonderer Dank.

1. Einleitung

Für die Bundesrepublik Deutschland (BRD) wird der Wasserbedarf im Jahr 2000 von S. CLODIUS (1968) und in einer Studie des Batelle-Institutes, die im Auftrag des Bundesministeriums des Innern (1972) erstellt wurde, auf 187 mm (42 Mia. m³/a) geschätzt (Tab. 2). Das bedeutet ab dem Jahr 1969 bis 2000 eine Erhöhung des Wasserbedarfs um das 1,8fache.

Diesem prognostizierten Wasserverbrauch im Jahr 2000 stehen gegenüber 340 mm (84 Mia. m³/a) an Wasserdargebot aus Niederschlägen nach Abzug der Verdunstung (S. CLODIUS, 1968, R. KELLER, 1971). Dieses Wasserdargebot fließt in unserem Land zu durchschnittlich $\frac{1}{3}$ über das Grundwasser verzögert und zu durchschnittlich $\frac{2}{3}$ als Oberflächenwasser rasch dem Meere zu (Tab. 1). In diesem Dargebotsschema sind Fremdzufüsse zur BRD nicht berücksichtigt.

Im Gegensatz zu anderen Ländern kann in der BRD auf Grund günstiger hydrogeologischer Ausgangsbedingungen der Trinkwasserbedarf überwiegend aus echten Grundwasservorräten (ohne künstliche Grundwasseranreicherung und Uferfiltration) gedeckt werden. Dieses echte Grundwasser ist gütemäßig dem Oberflächenwasser, aber auch dem uferfiltrierten Grundwasser überlegen und vor Schadstoffeinwirkungen im allgemeinen mit geringem Aufwand zu schützen.

Die Dargebots- und Bedarfszahlen (Tab. 1 und 2) zeigen, daß unter der Voraussetzung einer zunehmenden Trennung von Trink-(Grund)- und Brauch-(Oberflächen-)Wasser auch im Jahr 2000 der Trinkwasserbedarf weitgehend aus Grundwasservorräten gedeckt werden kann. Die Grundwasservorräte, die nicht zu 100% zu heben sind, werden dann zu ca. 30% genutzt sein. Die Nutzung der Oberflächengewässer durch Großabnehmer und Wärmekraftwerke wird dann aber bereits ca. 68% betragen; hierbei ist eine Zunahme betriebsinterner Wasserkreisläufe berücksichtigt. So lange die physikalische, chemische und biologische

Tabelle 1: Niederschlag, Verdunstung und Abfluß über Europa und der BRD nach A. BAUMGARTNER & E. REICHEL (1974) und R. KELLER (1971). Alle Angaben in mm Wassersäule pro Jahr (Jahresmittel 1931—1960).

	Niederschlag	Verdunstung	Gesamtabfluß	Grundwasserneubildung
Europa	657	375	282	n. b.
BRD	825	485	340	110

Tabelle 2: Wasserbedarf von Industrie (Großabnehmer), Haushalt, Kleingewerbe, öffentlichen Einrichtungen (zusammen Kleinabnehmer) und Elektrizitätswerken im Jahr 1964 und im Jahr 2000 (S. CLODIUS, 1968). Alle Angaben in mm Wassersäule pro Jahr.

		Groß-	Klein-	1 + 2	E-Werke
		abnehmer	abnehmer		
		1	2		3
1964	Oberflächenwasser	37	5	42	50
	Grundwasser	9	5	14	0
2000	Oberflächenwasser	77	13,5	90,5	65
	Grundwasser	18	13,5	31,5	0

Reinigung der Abwässer nicht so weit entwickelt ist, daß das Selbstreinigungsvermögen der Gewässer im Vergleich zu heute spürbar gefördert wird, führt dies zur Herabsetzung der Gewässergüte. Das gegenwärtige wasserwirtschaftliche Hauptproblem liegt damit weniger in der Bereitstellung der erforderlichen Wassermengen als vielmehr in der Wahrung gütemäßig einwandfreien Wassers: Das wenig gelöste Wassergüteproblem muß somit durch entsprechende wasserwirtschaftliche Maßnahmen ergänzend gelöst werden.

Für die Zukunft müssen daher in der Hydrogeologie umfassende Bestandsaufnahmen erfolgen; sie sollen nicht von momentanen, sondern langfristigen Bedürfnissen getragen werden. Es sind Detailuntersuchungen zu Systemabläufen im Wasserkreislauf, einschließlich seiner biologischen, chemischen und physikalischen Besonderheiten, zur besseren Bewirtschaftung anzusetzen.

Die Notwendigkeit hydrogeologischer Bestandsaufnahmen ergibt sich auch aus der Tatsache, daß ca. 94% der Grundwasserneubildung auf nur ca. 75% der Fläche unseres Landes entfallen. Die Trinkwasserversorgung kann so nicht überall aus nahegelegenen Grundwasserreservoirs sichergestellt werden. Die Umgestaltung der Naturlandschaft in eine Kulturlandschaft beeinflusst zunehmend nachteilig Oberflächen- und Grundwasservorräte; solche Auswirkungen einer Grundwasserunreinigung werden damit gewichtiger als im Falle gleichmäßiger Verteilung der Grundwasservorräte.

Eine solche Bestandsaufnahme des geologischen, hydrogeologischen und hydraulischen Inventars von Grundwasserleitern in den Alpentälern zwischen Wössner Tal und Lech, morphologischem Alpenrand und der deutsch-österreichischen Grenze wird mit dieser Arbeit angestrebt. Aus den Ergebnissen der Bestandsaufnahme sollen allgemeine Folgerungen zur Erschließung, zur Bewirtschaftung und zum Schutz dieser Grundwasservorräte gezogen werden.

Die besondere hydrogeologische Bedeutung des deutschen Alpenraumes läßt sich aus der mittleren Grundwasserneubildung in den verschiedenen geologischen Einheiten in der BRD (auf der Grundlage des hydrogeologischen Kartenwerks) erkennen (Tab. 3). Wenn auch Tabelle 3 nur ungefähre Werte zur Grundwasserneubildung enthält, so macht sie deutlich, daß trotz des besonders kleinen Flächenanteils des deutschen Alpenraumes an der Gesamtfläche der BRD diesem Gebiet immerhin ein dritter bis vierter Platz in der Rangfolge der Räume mit besonders hoher Grundwasserneubildung zukommt.

Tabelle 3: Mittlere Werte der Grundwasserneubildung in den einzelnen geologischen Formationseinheiten in der BRD und ihr Anteil an der Gesamtversickerung über der BRD (Zusammenstellung nach dem hydrogeologischen Kartenwerk der BRD).

	Mittlere Grundwasserneubildung (mm/a)	Anteil (%) des Schichtgliedes an der Fläche der BRD	Anteil an der Gesamtversickerung über der BRD (mm)	(%)
Quartär	150	37	56	50,9
Tertiär	30	7	2	1,8
Jura und Kreide	80	13	10	9,1
Trias	100	23	23	20,9
Rotliegendes	30	1	—	—
Paläozoikum	30	10	3	2,7
Kristallin	30	6	2	1,8
Alpenraum	700	2	14	12,7
Summen		99	110	99,9

Der bayrische Alpenraum ist eines der niederschlagsreichsten Gebiete der BRD. Er ist zu 25⁰/₀ bis 40⁰/₀ bewaldet und zum Teil noch dünn besiedelt. Sein Bevölkerungszuwachs ist überdurchschnittlich hoch, und seine Wirtschaftsstruktur verlegt sich zunehmend von der Landwirtschaft zum Dienstleistungsgewerbe (E. HOCHRAIN, 1970). Seine Flüsse führen reichlich Wasser hoher Güte (Wassergüteatlas, 1969) ins Alpenvorland. Hier erscheint es angebracht, den Wissensstand um die Grundwasserreservoirre nicht hinter jenem der Raumentwicklung herhinken zu lassen.

Anders als im Alpenvorland sind die Grundwasserkörper in den Alpentälern in ihrer Längserstreckung klar zu verfolgen und nicht unter einer quartären Hügellandschaft verdeckt (J. KNAUER, 1952, E. SCHIRM, 1968, H. DROST, 1972, L. BLASY, 1974), so daß die Bewirtschaftung dieser Vorkommen gezielter als im Alpenvorland erfolgen kann.

2. Umgrenzung der Problemstellung

Das Untersuchungsgebiet wird vom Wössner Bach und Lech in seiner Längsrichtung, vom topographischen Alpennordrand und von der deutsch-österreichischen Grenze in seiner Querrichtung begrenzt (Fig. 1); es umfaßt einen Teil der Bayerischen Alpen und wird aus Festgesteinsablagerungen des Meso- und Känozoikums sowie Lockergesteinen des Quartärs aufgebaut.

Das Inntal mit seinem kurzen Verlauf in den Bayerischen Alpen wurde nicht bearbeitet. Es muß quartär- und hydrogeologisch mit dem österreichischen Inntal bearbeitet werden.

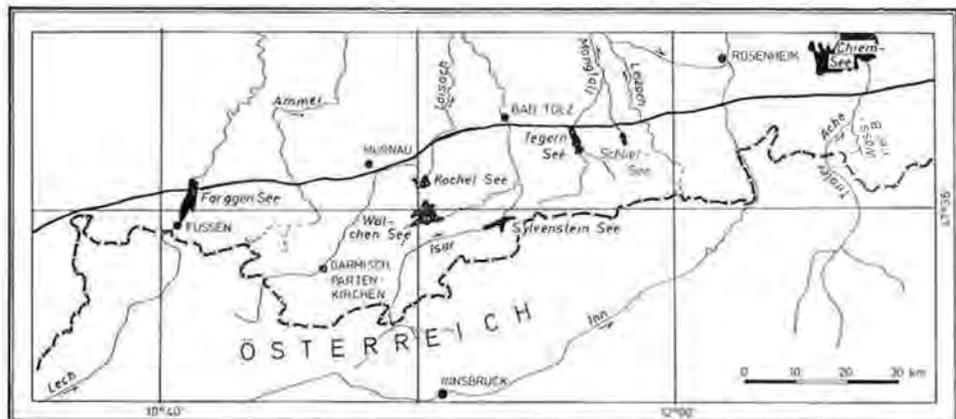


Fig. 1: Lage des Arbeitsgebietes zwischen Lech und Wössner Tal, Alpennordrand (durchgezogene Linie) und deutsch-österreichischer Grenze.

In der Kreide und im Tertiär wurde das Untersuchungsgebiet tektonisch, im Tertiär und im Quartär morphologisch zu seinem heutigen Bilde ausgestaltet.

In den Tälern dieses Gebietes spielen quartäre Lockergesteine, die durch Eis, in Seen und durch Flüsse abgelagert wurden, aber auch Hangschuttbildungen, die in heutiger Verbreitung nach dem letzten Eisrückzug entstanden sind und an den Talhängen und in seitlicher Verzahnung mit der Talfüllung vorkommen, eine hydrogeologisch wichtige Rolle. Die Ausbildung, die Mächtigkeit und die

räumliche Anordnung der glaziären, limnischen und fluviatilen Sedimente wird wesentlich von der Verbreitung, Ausbildung und Lagerung des Festgesteins und dem Verhalten des Festgesteins gegenüber der Exaration und der Erosion bestimmt. Eine systematische Untersuchung solcher Zusammenhänge verlangt eine Kenntnis der geologischen Schichtabfolge und der Tektonik und, darauf aufbauend, ein Wissen über die erfolgte Einwirkung der Gletscher auf den Untergrund. Dieser Rahmen bietet die Voraussetzung für die Verbreitung und Ausbildung quartärer Lockersedimente und damit für hydrogeologische Beobachtungen, die mit der Auswertung hydrologischer und geophysikalischer Geländeuntersuchungen zusammen mit isopenhydrologischen Untersuchungen zu einem Gesamtbild zusammengefügt werden sollen. Hydrochemische Probleme werden in dieser Arbeit nicht angesprochen.

Im besonderen Blickpunkt steht bei diesem Vorhaben naturgemäß das hydrogeologisch gut erschlossene Loisachtal zwischen Farchant und Eschenlohe. Seine Hydrologie ist von A. LOHR (1967), seine Hydrogeologie in Ausschnitten von J. P. WROBEL (1970) beschrieben worden. Spezielle hydrogeologische Arbeiten für den Alpenraum als Ganzes liegen in den Arbeiten von G. ABELE (1950), H. CRAMER (1953) und J. P. WROBEL (1971) vor.

Die Problemstellungen dieser Arbeit sind hydrogeologisch, berühren aber auch Fragestellungen anderer, benachbarter, Disziplinen. Damit können hydrogeologische Fragestellungen eingengt und so einer Lösung nähergebracht werden. Der Rahmen dieser Arbeit bringt es mit sich, daß neben eigenen Untersuchungen auch eine Zusammenstellung bekannter geologischer Tatsachen zu erbringen war. Solche Auszüge aus Fremdarbeiten werden nach Möglichkeit kurz gefaßt; die Quellen hierzu sind im Literaturverzeichnis ausführlicher wiedergegeben.

Die quartären Sedimente werden in dieser Arbeit abweichend von der üblichen Darstellungsfolge nach dem Kapitel Tektonik besprochen. Damit bleibt die zeitliche Aufeinanderfolge der geologischen Ereignisse gewahrt; es wird aber auch die Verknüpfung des hydrogeologischen Teils dieser Arbeit mit dem grundwasserreichen Quartär enger.

3. Arbeitsmethoden und Begriffe

3. 1. Hammerschlagseismik

Die Hammerschlagseismik liefert seismische Geschwindigkeitswerte zur Deutung des Schichtaufbaus und Änderungen in den seismischen Geschwindigkeitswerten zur Tiefenbestimmung refraktierender Horizonte. Hier und im folgenden wird mit seismischer Geschwindigkeit stets die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Longitudinalwelle bezeichnet.

Der seismische Impuls wird mit Hammerschlag über eine geeignete Bodenplatte aufgegeben und das seismische Signal oszillographisch festgehalten. Auswertungsgrundlage ist die Entfernung zwischen Impulsaufgabestelle und Geophon sowie die Zeitspanne zwischen Impulsanregung und erstem Einsatz des seismischen Signals, die beide in Weg-Zeit-Diagramm-Darstellung (Fig. 2) die Bestimmung der seismischen Geschwindigkeit der Longitudinalwelle ermöglichen.

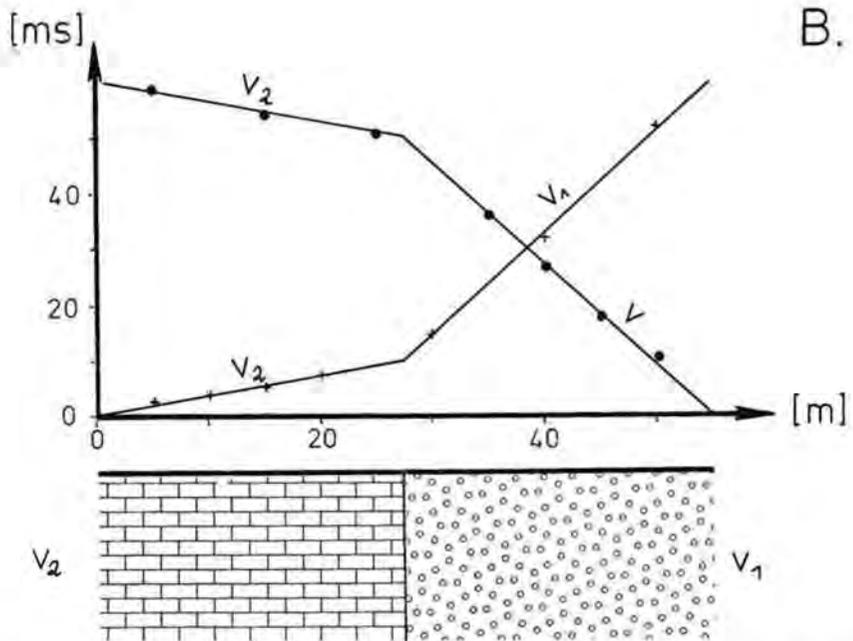
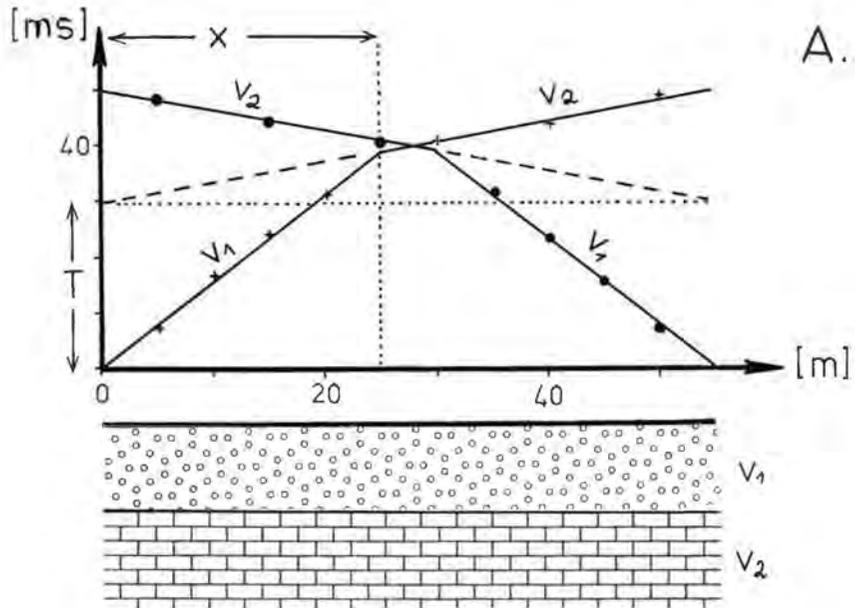


Fig. 2: Weg-Zeit-Diagramme zur Ermittlung seismischer Geschwindigkeiten und zur Bestimmung der Tiefenlage refraktierender Horizonte. A mit horizontaler, B mit vertikaler Refraktionsfläche.

Geologische Voraussetzung für einen sinnvollen Einsatz und eine erfolgversprechende Auswertung der Geländeversuche müssen sein (G. A. GAMBURZEW, 1965, F. WEBER, 1969):

- ← eine Zunahme der Geschwindigkeiten im Gestein vom Hangenden zum Liegenden oder gleichbleibende Geschwindigkeiten über das erlotete Vertikalprofil,
- eine ausreichend große Mächtigkeit von Horizonten unterschiedlicher seismischer Geschwindigkeiten,
- ein scharfer Sprung in den Geschwindigkeiten übereinander liegender Horizonte,
- eine horizontal bis flach geneigte Refraktionsfläche und
- ein ausreichend großer Unterschied in den seismischen Geschwindigkeiten zweier Horizonte.

Unter diesen Bedingungen können einwandfreie Daten zur Gesteinsansprache und zur Tiefenberechnung von Refraktionshorizonten erhalten werden.

Zur Interpretation der seismischen Geschwindigkeiten muß zwischen wahrer und scheinbarer seismischer Geschwindigkeit getrennt werden. Diese Unterscheidung ergibt sich, da mit der Neigung der Refraktionsebene relativ zur Lage der ebenen Meßstrecke der Winkel der Totalreflektion gegen die Refraktions-ebene zwar gleich bleibt, sich jedoch gemessen gegen die Vertikale verändert. Dadurch erhält man bei Messungen im Schichtfallen und oben gelegener Geophonaufstellung einen zu großen, scheinbaren Winkel der Totalreflektion, in umgekehrter Geophonaufstellung einen zu kleinen Winkel. Beide Winkel der Totalreflektion (α) werden um den Winkel der Schichtneigung (β) vergrößert bzw. verkleinert, so daß sich die scheinbare seismische Geschwindigkeit (v'_z — v''_z) unter einem Horizont mit kleinerer seismischer Geschwindigkeit (v_1) zu

$$v'_z = \frac{v_1}{\sin(\alpha + \beta)} \quad \text{bzw.}$$

$$v''_z = \frac{v_1}{\sin(\alpha - \beta)} \quad \text{ergibt (A. BENTZ, 1961).}$$

Aus diesen Gleichungen kann bei bekanntem v_1 , v'_z , v''_z die Neigung der Refraktionsebene in der Untersuchungsrichtung, der wahre Winkel der Totalreflektion und daraus wiederum die wahre seismische Geschwindigkeit v_2 berechnet werden. Voraussetzung hierfür ist es, daß alle seismischen Profile — wie geschehen — mit Vor- und Rückschluß geführt werden.

Schwer auswertbare Besonderheiten im Geradenverlauf des Weg-Zeit-Diagramms ergeben sich dort, wo seismische Grenzflächen vertikal verlaufen. Ein Beispiel hierzu zeigt Fig. 2 B; in der Bewegungsrichtung von rechts nach links treten größere seismische Geschwindigkeiten nach kleineren, in entgegengesetzter Bewegungsrichtung kleinere seismische Geschwindigkeiten nach größeren auf. Dieses Beispiel zeigt einmal mehr, daß Vor- und Rückschluß längs eines seismischen Profils Auskunft über besondere Lagen der seismischen Grenzfläche geben können.

Die Tiefenlage (h) refraktierender Grenzflächen wird hier nicht aus der Interzeptzeit (T), sondern aus der Knickpunktentfernung (x) berechnet (Fig. 2). Sie

ergibt sich (ohne Berücksichtigung seismischer Scheingeschwindigkeiten) für den Zweischichtenfall zu

$$h_1 = \frac{x_1}{2} \sqrt{\frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1}}$$

und für den Dreischichtenfall mit horizontalen Refraktoren zu

$$h_2 = A \cdot h_1 + \frac{x_2}{2} \sqrt{\frac{v_3 - v_2}{v_3 + v_2}}$$

mit

$$A = 0,75 \text{ bis } 0,85$$

Der Hammerschlagimpuls wird je nach den rheologischen Eigenschaften des Bodens merklich absorbiert und der seismische Impuls mit zunehmender Entfernung zwischen Impulsaufgabestelle und Geophon abgeschwächt. Daher können sekundäre Störquellen (Verkehr, Wind u. a.) das seismische Signal bis zur Unkenntlichkeit so überlagern, daß sich ohne Spezialzubehör mit dem hier eingesetzten Bison-1570-B-Gerät eine Profiltiefe von höchstens 35 bis 40 m ausloten läßt. In vertorften Gebieten erfassen hammerschlagseismische Profile kaum mehr als 10 m Tiefe, in Gebieten mit jungen Auelehmen (Tiroler Achenal) kaum mehr als 25 m.

Die untersuchten Lockermaterialien sind terrestrischer Entstehung, sie weisen folglich einen häufigen vertikalen und lateralen, scharfen und gleitenden Fazieswechsel auf. Es darf daher von einem einzelnen Meßergebnis keine hohe Aussagekraft erwartet werden; in der Zusammenschau aller Meßergebnisse werden jedoch Fehlinterpretationen von hammerschlagseismischen Einzelprofilen sichtbar und deutbar.

Die Anlage seismischer Profile über geologischen Aufschlüssen ermöglicht die Zuordnung seismischer Geschwindigkeitswerte zum geologischen Schichtaufbau. Nach meinen Untersuchungen treten deutliche Unterschiede auf:

- zwischen wassergesättigten und wasserungesättigten Kiesen (Fig. 3 A, Tab. 4),
- zwischen Lockergesteinen unterschiedlichen Verfestigungsgrades — Kompaktion, Zementation, Porosität (Fig. 3 D, E, F),
- zwischen wasserungesättigten Kiesen und interglazialen bis frühglazialen Seetonen (Fig. 3 B),
- zwischen Locker- und Festgesteinen (Fig. 3 C).

Deutliche Unterschiede fehlen hingegen:

- zwischen Tonen und Schluffen (Fig. 3 G) sowie
- zwischen wassergesättigten Kiesen und interglazialen Seetonen (Fig. 3 H).

Bei der Ermittlung der Tiefenlage der Grundwasseroberfläche aus seismischen Daten ist zu beachten, daß das Grundwasser über den Kapillarsaum mit fließendem Übergang in das Bodenwasser der ungesättigten Bodenzone übergeht. Der Refraktionshorizont liegt dementsprechend bereits im Kapillarsaum. Daraus resultieren die an sich kleinen Unterschiede zwischen eingemessener und seismisch ermittelter Lage der Grundwasseroberfläche (Tab. 4).

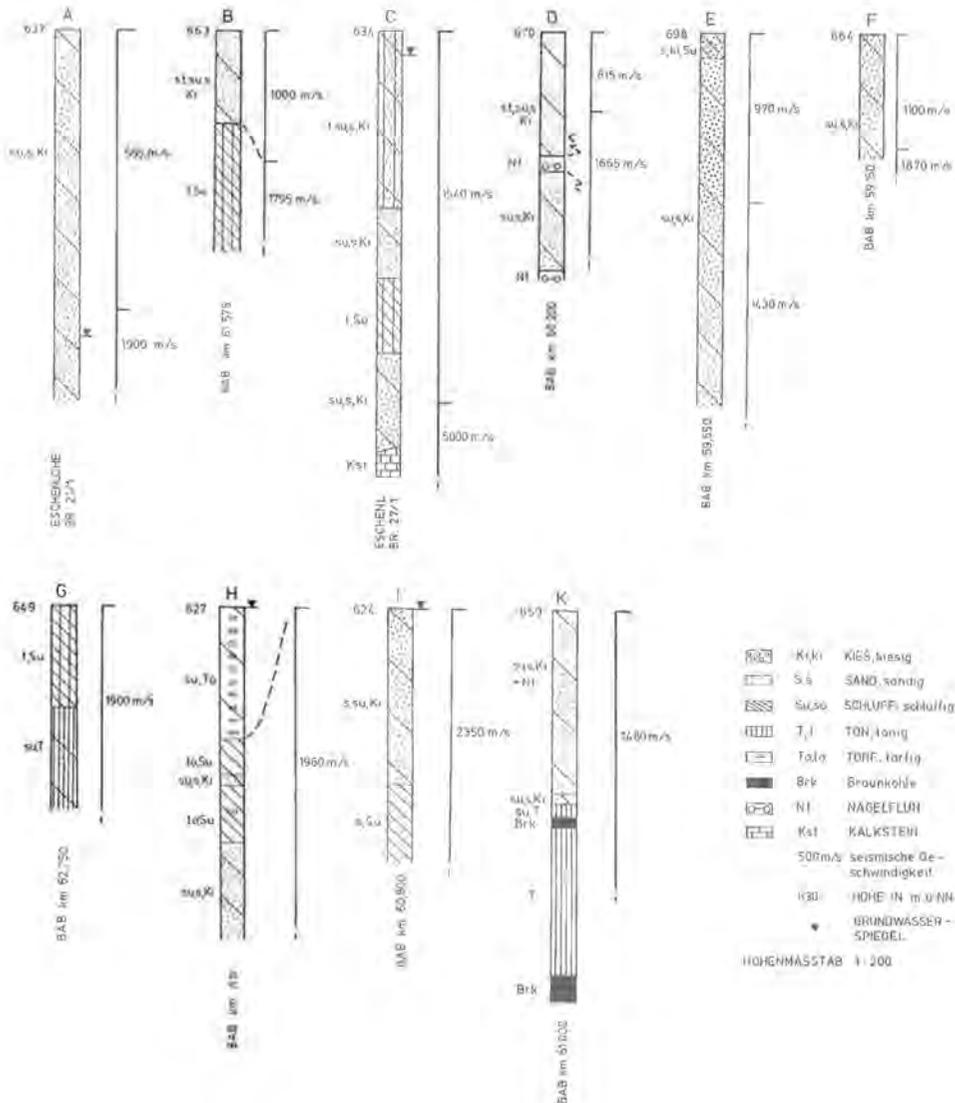


Fig. 3: Seismische Geschwindigkeitswerte und Ausbildung quartärer Profile im Autobahnabschnitt Großweil—Eschenlohe der Autobahn München—Garmisch (nach Profilen des Autobahnamtes München); seismische Geschwindigkeiten nach eigenen Untersuchungen.

In der Praxis stehen der Möglichkeit, über seismische Geschwindigkeitswerte und deren Änderung Aussagen über die geologische Profilausbildung zu machen, komplizierte Profillaufolgen gegenüber, die sich refraktionsseismisch manchmal schwer interpretieren lassen.

Das Lockermaterial kann aus Schichten gleicher Schallhärte bestehen und heterogen aufgebaut sein (Fig. 3 C, H, K); es kann aber auch eine Schicht hoher Schallhärte eine solche geringerer seismischer Geschwindigkeit überlagern und

Tabelle 4: Grundwasserspiegelhöhen aus Bohrbrunnen und nach hammerschlagseismischen Untersuchungsergebnissen (Raum Eschenlohe).

Meßstelle	Grundwasserspiegel unter GOK (m)	
	in Bohrbrunnen	seismisch ermittelt
21/1	12,4	11,5
Br. Eschenlohe	11,0	10,0
26/1	2,6	2,1
23/1	6,7	5,6

so den seismischen Einblick in die Tiefe (Fig. 3 I) verdecken. Eine Besonderheit stellen Seetone mit eingeschalteten Kiesen dar (Oberwössen); in der ungesättigten Bodenzone weisen sie die Geschwindigkeit der Longitudinalwelle postwürmeiszeitlicher Seetone (1200—1500 m/s, s. S. 49), in der gesättigten Bodenzone jene würmeiszeitlicher fluvioglazialer Kiese (1600—1700 m/s) auf. Die Hammerschlagseismik und die Deutung ihrer Meßwerte bieten trotz solcher Einschränkungen eine geologisch wichtige Interpretationshilfe, z. B. für die Ansprache des Quartärs.

Hammerschlagseismische Untersuchungen wurden im Ammertal, im Loisachtal, im Leitzachtal, im Tiroler Achtal und im Wössner-Tal durchgeführt; daneben an geologisch interessanten Orten des Lech-, Isar- und Inntales.

3. 2. Hydrologische Begriffe

Abflußhöhe (mm):

Abflußsumme einer Gebietsfläche in einer anzugebenden Zeitspanne, unter Annahme gleichmäßiger Verteilung als Wasserhöhe ausgedrückt (DIN 4049).

Abflußkurve:

Bezugskurve zwischen den Wasserständen und den zugehörigen Abflüssen (DIN 4049).

Abflußspende ($l/s \cdot km^2$):

Abfluß, bezogen auf $1 km^2$ eines Einzugsgebietes (DIN 4049).

Abstandsgeschwindigkeit (m/d):

Rechengröße, bestimmt aus dem Abstand zweier in Grundwasserbewegungsrichtung gelegener Punkte, geteilt durch die Verweilzeit des Grundwassers zwischen beiden Punkten (DIN 4049).

Durchlässigkeitsbeiwert (m/s):

Filtergeschwindigkeit, geteilt durch das Grundwassergefälle (DIN 4049).

Filtergeschwindigkeit (m/d):

Rechengröße aus Durchfluß je Zeiteinheit und Brutto-Einheitsfläche, die normal zur Fließbewegung steht (DIN 4049).

Geschwindigkeitspotential:

Produkt aus Standrohrspiegelhöhe und Durchlässigkeitsbeiwert.

Grundwasser:

Wasser, das zusammenhängend Hohlräume der Erdrinde ausfüllt und nur der Schwere unterliegt (DIN 4049).

Grundwasserleiter:

Teil der Erdrinde, der Grundwasser enthält und geeignet ist, es weiterzuleiten (DIN 4049).

Grundwasseroberfläche:

Obere Grenzfläche des ungespannten Grundwassers, in welcher der Wasserdruck gleich dem Druck der freien Luft ist (DIN 4049).

Grundwasserspiegel:

Wasserspiegel in Brunnen und Röhren nach Druckausgleich mit dem Grundwasser (DIN 4049).

Nutzbarer Hohlraumgehalt:

Hohlraumgehalt, der beim Fallen der Grundwasseroberfläche unter Eindringen von Luft frei wird, beim Steigen unter Entweichen von Luft gefüllt wird (DIN 4049).

Potentialströmung:

Bewegung einer trägheitsfreien Flüssigkeit auf Grund von Potentialunterschieden.

Randbedingung:

Funktionswerte am Rande eines Potentialströmungsfeldes, mit deren Hilfe das Innere des Strömungsfeldes vollständig bestimmt ist.

Ränder bilden: undurchlässige Schichten, ruhende Oberflächen, Wasseroberflächen von langsam bewegten Wasserkörpern; Quellen und Senken im Strömungsfeld.

Speicherkoeffizient:

Hohlraumgehalt, der bei einer Druckentlastung um 1 m Wassersäule aus einer Gesteinssäule mit der Querschnittsfläche 1 m² spontan durch diese Querschnittsfläche entwässert.

Standrohrspiegelhöhe:

Grundwasserspiegel, der die Druckhöhe in einem bestimmten Punkt des Grundwassers anzeigt (DIN 4049).

Stromlinie:

Fließweg des Wassers normal zu den Potentiallinien.

Trennfugendurchlässigkeit:

Durchlässigkeit des Gebirges entlang der Trennfugen (H. J. DÜRBAUM, G. MATTHES & D. RAMBOW 1966).

Trockenwetterganglinie:

Ganglinie der Wasserstände oder der Abflüsse, die sich in niederschlagsarmer Zeit durch Abfluß von Wasser aus der natürlichen Rücklage ergibt (DIN 4049).

Unterschiedshöhe:

Niederschlagshöhe weniger Abflußhöhe; für große Gebiete im langjährigen Durchschnitt gleich Verdunstungshöhe (DIN 4049).

I. GEOLOGIE

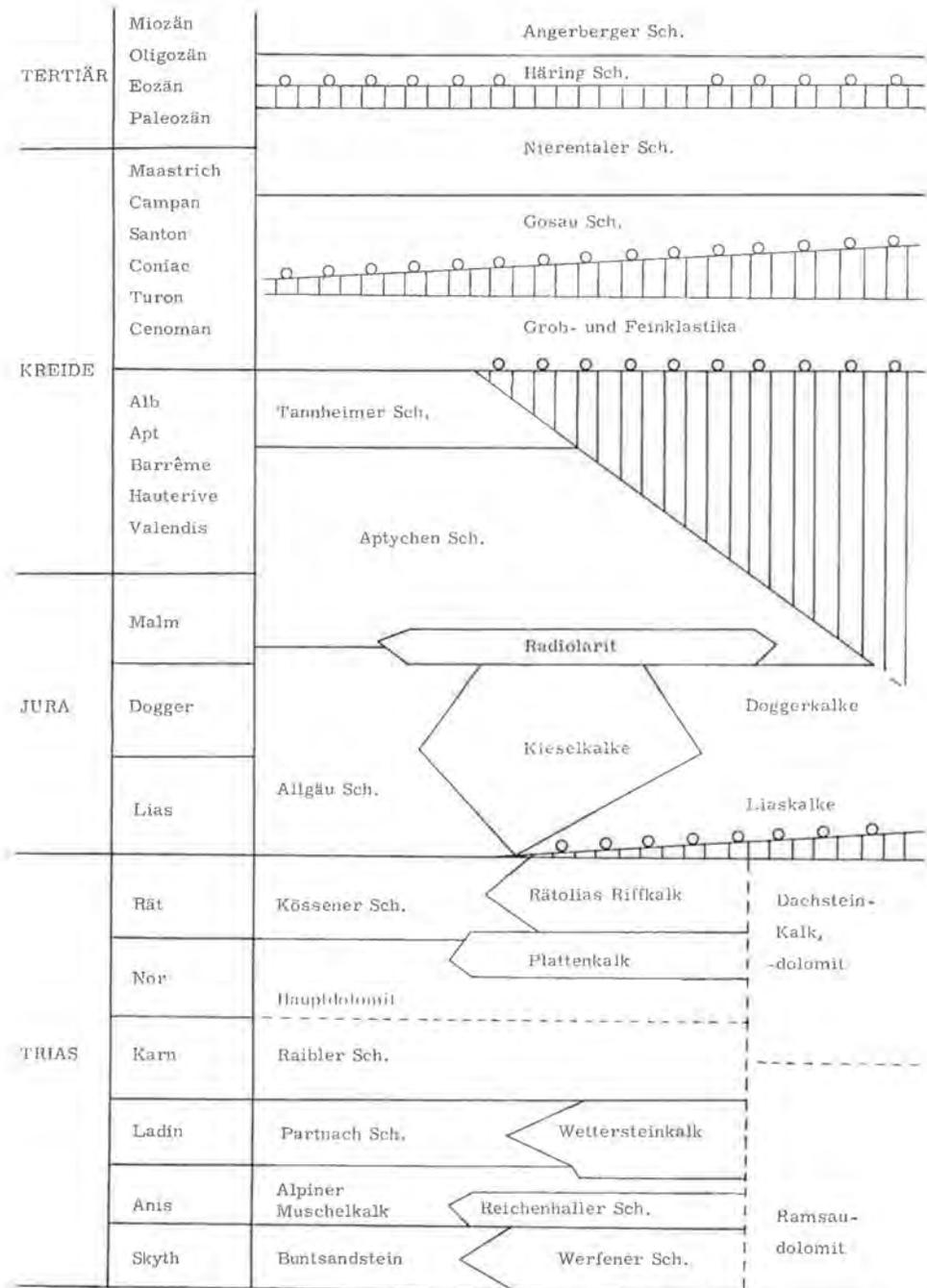
1. Gesteinsausbildung: Trias — Tertiär

1. 1. Nördliche Kalkalpen

1. 1. 1. Trias

In der Gesteinsabfolge der kalkalpinen Trias (Tab. 5) herrschen massive und geschichtete Karbonatgesteine nach Mächtigkeit und Verbreitung vor. Unter diesen sind der Ramsaudolomit (Fig. 4), der Wettersteinkalk (Fig. 4), der Hauptdolomit und der Dachsteinkalk bzw. Dachsteindolomit (Fig. 7) mit jeweils bis zu

Tabelle 5: Übersicht über Schichtabfolge und Faziesverzahnung in den Nördlichen Kalkalpen (in Anlehnung an P. SCHMIDT-THOMÉ, 1964). Vertikale Schraffen = Schichtlücke, Kreise = Transgression.



1000—1500 m besonders mächtig. Diese Karbonatgesteine liegen mit ihrer Basis auf Schiefer-tonen bzw. Rauhwacken als Grundwasserstauer. Die dolomitischen Gesteine neigen nur in tektonisch intensiv beanspruchten Zonen zur Verkarstung, die Kalksteine sind dagegen in großflächiger Verbreitung stark, in kleinflächiger Verbreitung aber wenig verkarstet. An der Basis der Kalkgesteine treten im Gegensatz zu den Dolomitgesteinen weit verbreitet Karstquellen auf.

Die dolomitischen Gesteine sind der Hauptlieferant für den alpinen Hang- und Bachschutt. Die Hang- und Bachschuttbildung findet gegenwärtig noch statt.

Eine geringere flächenhafte Verbreitung haben im allgemeinen die geschichteten und mit Schiefermergeln wechsellagernden Kalkgesteine: die Reichen-

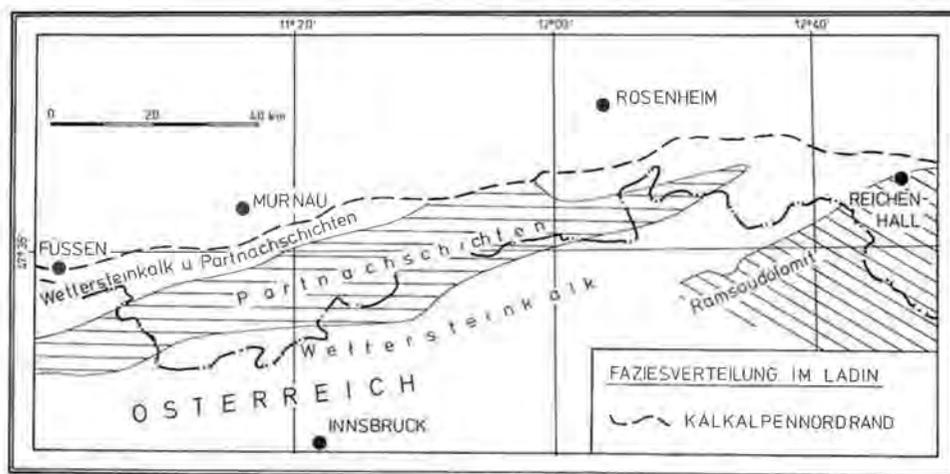


Fig. 4: Zur Verbreitung der Partnachschichten, des Wettersteinkalkes und des Ramsa dolomits im Ladin.

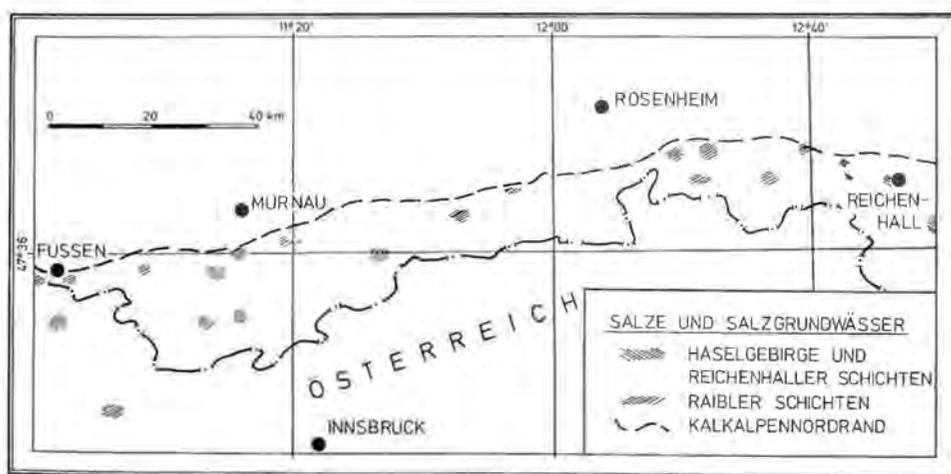


Fig. 5: Vorkommen von Salinargesteinen in der Fazies des Haselgebirges, in den Reichenhaller- und in den Raibler-Schichten. Zusammenge-stellt aus Literaturangaben.

haller-Schichten, der Alpine-Muschelkalk, die Raibler-Kalke, der Plattenkalk bzw. -dolomit und der Kössener-Kalk mit dem Rätolias-Riffkalk (Fig. 7). Unter diesen Kalkgesteinen ist nur der Plattenkalk häufig, verkarstet und grundwasserreich; Karstquellen treten an der Basis des Plattenkalks, d. h. im Grenzbe-
 reich zum Hauptdolomit, verbreitet aus.

Alle Karbonatgesteine treten gipfelbildend oder in Härtlingsrücken auf.

Den Hartgesteinen der kalkalpinen Trias sind Schiefertone und Sandsteine als selbständige Schichtglieder zwischengeschaltet. Die ladinischen Schiefertone (Partnachschiefer) vertreten teils die Basis, teils den gesamten Wettersteinkalk faziell (Fig. 4); sie verwittern leicht und werden im Garmischer Raum bis zu 400 m mächtig. Die unteren und mittleren Raibler-Schichten sind als Schiefertone und mürbe Feldspatgrauwacken ausgebildet (H. JERZ 1966), in den obo-

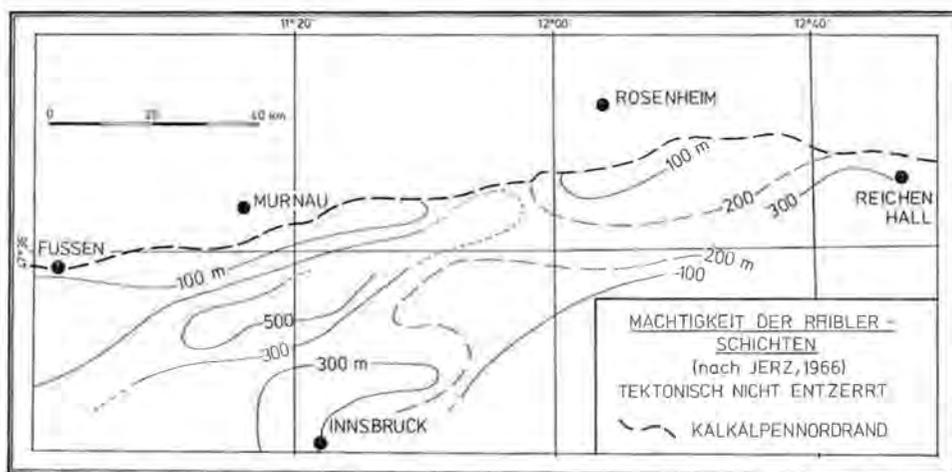


Fig. 6: Mächtigkeit der Raibler-Schichten nach H. JERZ (1966).

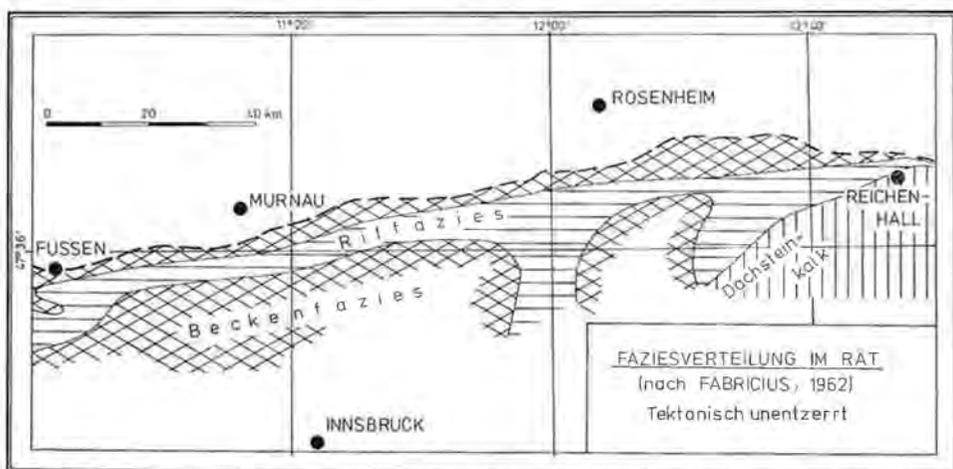


Fig. 7: Kalkig-tonige Beckenfazies und karbonatische Schwellenfazies im Rät (nach F. FABRICIUS, 1962).

ren Raibler-Schichten bilden Zellendolomite und Rauhwacken neben Salztonen leicht verwitterbare und leicht erodierbare Gesteine. Die Mächtigkeiten der Raibler-Schichten zeigt Fig. 6. Die rätischen Kössener-Mergel als Beckenfazies zur rätischen Riffazies (Fig. 7) treten in 50—300 m Mächtigkeit auf und verzahnen sich mit Kalksteinen des Riff- und Riffrandbereiches (F. FABRICIUS, 1962); sie bilden nach oben hin den Abschluß der leicht erodierbaren triassischen Gesteinspartien.

In den weichen, detritischen Triasgesteinen treten Quellen mit geringer Schüttung auf; diese Quellwässer sind z. T. sulfatisch bzw. sulfidisch, aber auch eisenhaltig.

Eine Besonderheit in der kalkalpinen Trias bilden die Salinargesteine des Haselgebirges, der Reichenhaller-Schichten und der oberen Raibler-Schichten. Haselgebirge und Reichenhaller-Schichten führen sulfatische und chloridische Evaporite; die Raibler-Schichten dagegen nur sulfatische und im Raum Kochel-Oberau auch Anklänge an chloridische Evaporite (J. KNAUER, 1924, J. P. WROBEL, 1970). Salinargesteine sind verbreitet aufgeschlossen und geben sich auch im erhöhten Salzgehalt von Grundwässern zu erkennen. Eine Übersicht über ihre Verbreitung gibt Fig. 5.

1. 1. 2. Jura

Die vorwiegend karbonatische Gesteinsausbildung der kalkalpinen Trias weicht im Jura einem faziell differenzierten Schichtaufbau (Tab. 5).

Leicht erodierbare Gesteine überwiegen vor Hartgesteinen.

In Schwellenregionen herrschen Kalkgesteine in der Fazies des Adneter- und Hirlatzkalkes, des Spat- und Vilserkalkes und des Tithonkalkes vor. Diese Hartgesteine in Mächtigkeiten bis zu 200 m gehen seitlich in Kieselkalke, Fleckenkalke und Fleckenmergel des Lias und Doggers über. Die Mächtigkeitsverteilung der Allgäuschichten gibt Fig. 8 wieder.

Im Malm treten Hartgesteine in den Radiolariten und den Tithonkalken auf. Ihnen stehen die Aptychenschichten als leicht erodierbares und leicht verwit-

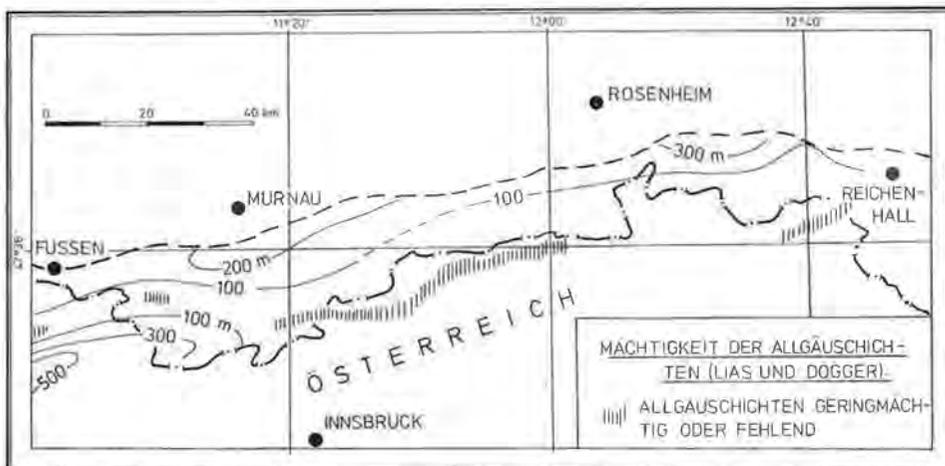


Fig. 8: Mächtigkeit der Allgäuschichten des Lias und des Doggers (u. a. nach V. JACOBSSHAGEN, 1958).

terbares Gestein gegenüber. Die Aptychenschichten bestehen aus Kalksteinen und Schiefermergeln in Wechsellagerung und werden bis 800 m mächtig.

Die jurassischen Weichgesteine sind tektonisch stark beansprucht und treten in morphologischen Mulden auf. Quellen sind in ihnen selten; das Quellwasser ist meist sulfidisch bis sulfatisch.

1. 1. 3. Kreide und Tertiär

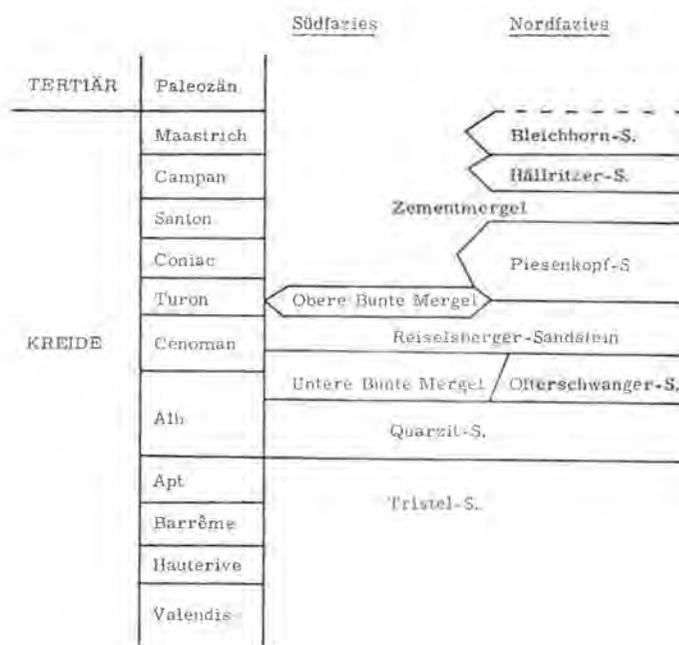
Die Unterkreide besteht, wie der obere Malm, aus Aptychenschichten, die hier bis zu 400 m mächtig werden. Darüber folgen die Tannheimer-Schichten in überwiegend mergeliger Ausbildung.

Die Oberkreide legt sich mit den Cenoman-Schichten teils diskordant über Trias oder Jura mit brecciösen Hartgesteinen, teils konkordant über Tannheimer-Schichten mit Schiefermergeln. Im Wechsel mit tektonischen Ereignissen entstehen in der gesamten Oberkreide und im Tertiär eine sehr wechselhafte und lückenhafte Schichtenabfolge aus Konglomeraten, Breccien, Kalksteinen und Schiefermergeln neben Sandsteinen, die nicht in großer Flächenverbreitung auftreten.

An der Basis der brecciösen Gesteine des Cenoman erscheinen verbreitet Quellen; ihre Schüttung ist für eine örtliche Wasserversorgung selten ausreichend.

Triassische Gesteine sind im Arbeitsgebiet flächenhaft weit, jurassische und neokome Gesteine weniger weit verbreitet und oberkretazisch-alttertiäre Gesteine sind im Vergleich hierzu geradezu selten. Jurassische und kretazische Gesteine werden auch als Jungschichten bezeichnet.

Tabelle 6: Übersicht über Schichtabfolge und Faziesverzahnung in der Flyschzone (in Anlehnung an P. SCHMIDT-THOMÉ, 1964). S. = Serie.



1. 2. Flysch

In der Flysch-Zone treten überwiegend orogene Gesteine auf (Tab. 6); es sind detritische, makrofossilarme Gesteine. Längs des Sedimentationsraumes ist die Schichtabfolge in den Ostalpen einheitlicher als quer dazu.

In der Flysch-Zone herrschen mit Schiefertönen, Sandkalken, Schiefermergeln und Kalksteinen in Wechsellagerung leicht erodierbare, gebankte Gesteine vor. Erosionsbeständiger als diese sind die mittel- bis grobkörnigen, z. T. dickbankigen Reiselsberger-Sandsteine und die Kieselkalke in der Zementmergel-Serie; sie treten in Höckern und an Steilhängen zutage. Zementmergel und Reiselsberger-Sandstein liegen mit ihrer Basis auf Schiefermergeln und Schiefertönen. An ihrer Basis treten verbreitet Quellen auf. Die Zementmergel (Hydraulische Serie) sind grundwasserreicher als der Reiselsberger-Sandstein, in beiden reicht das Grundwasser mengenmäßig jedoch nicht für eine örtliche Wasserversorgung aus.

1. 3. Helvetikum

Die kretazischen Gesteine des Helvetikums (Tab. 7) treten im Arbeitsbereich nur in einem schmalen Streifen entlang des Alpennordrandes auf. Wie die kalkalpinen Jungschichten und die Flyschgesteine besteht das Helvetikum ganz über-

Tabelle 7: Übersicht über die Schichtenfolge in der Helvetischen Zone ohne Ultrahelvetikum (in Anlehnung an P. SCHMIDT-THOMÉ, 1964). Sch. = Schichten.

TERTIÄR	Eozän	Stockletten Adelholzener Sch. Numulitenkalke
	Paleozän	Paleozän Sch.
KREIDE	Maastrich	Hachauer Sch. Gerhardreuter Sch.
	Campan	Pattenauer Sch. Pinswanger Sch. Stallauer Grünsandstein
	Santon	Amdener Sch.
	Coniac	
	Turon	Seewerkalk
	Cenoman	Kletzenschicht
	Alb	Gault Grünsandstein
	Apt	Schrattenkalk
	Barrême	Drusberg Sch.

wiegend aus Schiefertonen und geringmächtigen, harten Sandsteinen. In dieser helvetischen Schichtabfolge treten die aptischen Schrättkalken als besonders verkarstungsfähiges Hartgestein und die Gault-Grünsandsteine als Hartgesteine gipfelbildend und in Kögeln der Alpentäler zutage. Der Schrättkalk und der Grünsandstein leiten verbreitet Grundwasser; der Schrättkalk auf verkarsteten Fließwegen und auf Trennfugen, der Grünsandstein auf Trennfugen. Quellwässer aus dem Gault-Grünsandstein sind nicht selten sulfatisch bis sulfidisch und darüber hinaus eisenreich.

Das Ultrahelvetikum besteht in seiner Südfazies aus Grobsandsteinen, Breccien und Konglomeraten, die mit roten und grünen Schiefertonen wechsellagern. Der Aufbau ist unregelmäßig, die erschlossene Mächtigkeit dieser Serie beträgt wenige 100 m; das Gestein ist arm an Grundwasser. Ebenso grundwasserarm sind die Gesteine der ultrahelvetischen Nordfazies im Arbeitsgebiet; sie bestehen aus bunten Schiefermergeln mit horizontunbeständig auftretenden, zwischengeschalteten Mergelkalken.

2. Tektonik

Die Darstellung der Tektonik im Untersuchungsraum erfolgt aus hydrogeologischer Sicht. Hier sind Fragen nach der Klüftigkeit, der räumlichen Anordnung tektonischer Faltenstrukturen, der Zerstückelung des tektonischen Faltenbaues durch Abschiebungen und Blatt-(Diagonalseiten-)Verschiebungen, ganz allgemein Fragen nach dem Auftreten von Zonen mit Dehnungscharakter in einem Raum, der überwiegend durch Einengung sein tektonisches Inventar erhielt, wesentlich. Fragen nach gebundener oder freier Tektonik, also Fragen nach dem Ursprungsort von Sedimentstapeln, die heute in tektonisch anderer Position auftreten, sind hydrogeologisch nicht von Bedeutung und bleiben deshalb unberücksichtigt.

Der hier nur kurz gefaßte, hydrogeologisch interessierende Ausschnitt aus dem

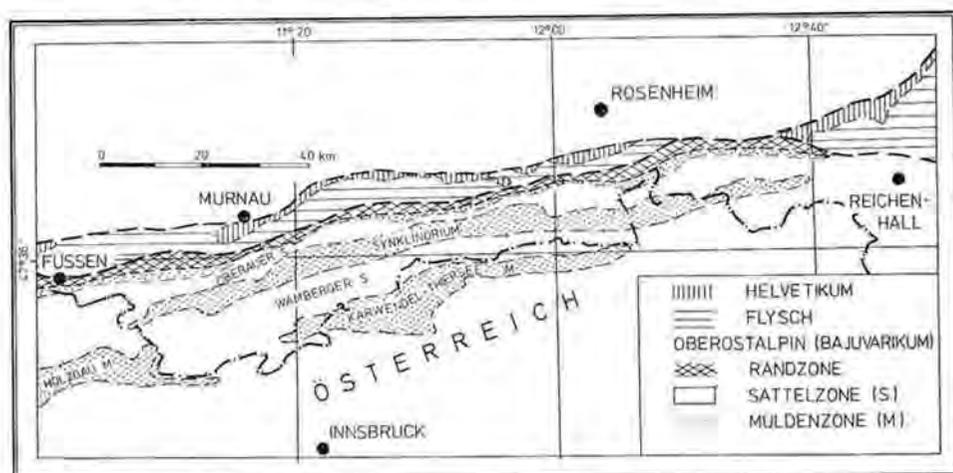


Fig. 9: Tektonische und lithologische Zonen im Arbeitsgebiet (nach P. SCHMIDT-THOMÉ, 1964).

tektonischen Fragenkomplex zielt auf Problemstellungen zur Erodierbarkeit und zur Wasserwegsamkeit des Festgesteins. Beide Fragestellungen leiten zur Beschreibung des hydrogeologischen Rahmens von Grundwasserfeldern im Lockergestein; sie umreißen wesentliche Randbedingungen des Grundwasserströmungsfeldes.

2. 1. Schuppen-, Decken- und Faltenbau

Der Ostalpenraum hob sich von Ost nach West zunehmend heraus; die tektonischen Falten- und Muldenachsen fallen somit generell in östlicher Richtung ein und weisen lokal größere Variationen in Betrag und Richtung ihres Achsenabtauchens auf (s. S. 25). Die generelle Verteilung von Synklinalen und Antiklinalen (P. SCHMIDT-THOMÉ, 1964), aber auch die räumliche Anordnung der drei lithologisch-tektonischen Einheiten Helvetikum, Flysch und Oberostalpin zeigt Fig. 9. Dieser tektonische Faltenwurf erfaßt das sedimentäre alpine Deckgebirge, nicht dessen kristallinen Sockel.

Die helvetische Zone weist eine engständige Verfaltung (Spitzfalten) auf. Die Gefügeelemente dieser Zone (s. S. 27) sind im allgemeinen von jenen der Flysch- mit Kalkalpenzone unterschieden.

Die Flyschzone zeigt im gesamten Untersuchungsgebiet eine große mediane Aufsattelung mit Neokom bis Gault im Sattelkern, daran schließen nördlich eine große Muldenstruktur und südlich eine vermutlich amputierte Mulde an. Mulden- und Sattelstruktur sind spezialverfaltet, der mediane Flyschsattel stark verschuppt.

Der Kalkalpennordrand grenzt bis in große Tiefen mit steiler tektonischer Grenzfläche an Flyschgesteine. Die kalkalpine Randzone ist eng verfaltet und stark zerschert, so daß ihr ursprünglicher Sattel- und Muldenbau nicht mehr leicht erkennbar ist (M. RICHTER, u. a. 1939). Der Schichtwechsel ist auf engem Raum groß. Der Schichtumfang reicht von Raibler-Rauhacken bis Cenoman; es liegt ein rascher Wechsel von leicht zu schwer erodierbaren Gesteinen vor.

Auf die kalkalpine Randzone folgt südlich der große Muldenzug mit Jungschichten im Muldenkern, daran südlich anschließend eine Sattelstruktur mit Raibler-Schichten in ihrem Kern; so im Oberauer Sattel, südlich der Benediktenwand und im Geitauer Sattel (Leitzachtal). Diese Sattelstruktur ist nur aus Einzelpunkten bekannt. An sie schließt südlich das Synklinorium, eine Doppelmulde, an, deren Muldenachse wechselnd in Ost- und Westrichtung, überwiegend östlich einfällt. Den Muldenkern bilden von West nach Ost zunehmend jüngere Gesteinsserien der Nördlichen Kalkalpen.

Südlich des Synklinoriums schließt die Zone des Wamberger Sattels an; im Westen gibt sie die Partnachsichten im Sattelkern frei und verläuft ab Wallgau in östlicher Richtung im Hauptdolomit. Die Sattelachse fällt generell nach Osten, lokal nach Westen ein.

Als südlichste Einheit folgt im westlichen Arbeitsgebiet die Holzgauer Mulde. Sie ist vom Block des Wetterstein- und Karwendelgebirges in ihrem Ostteil überschoben und verdeckt. Weiter östlich schiebt sich zwischen Karwendel und Wamberger Sattel die Karwendel-Thiersee-Mulde, die bis zum Inntal zu verfolgen ist. Beide Muldenzüge, die Holzgau-Mulde und die Karwendel-Thiersee-Mulde, verlaufen E—W; ihre Muldenachsen tauchen in östlicher Richtung ab.

2. 2. Kleintektonische Untersuchungsergebnisse

Aus den Nördlichen Kalkalpen, einschließlich helvetischer Zone und Flysch-Zone, liegen nur wenige publizierte kleintektonische Untersuchungsergebnisse

vor. Solche Daten sind bis zum Jahre 1953 zusammenfassend bei P. SCHMIDT-THOMÉ (1953) und in der Folgezeit in Einzelveröffentlichungen, z. B. W. ZACHER (1966), dargestellt worden.

Die eigenen kleintektonischen Untersuchungen beinhalten eine Bestandsaufnahme des Trennfugeninventars eines Aufschluß- oder Großbereichs und den Versuch, diese Gefügeelemente in Symmetriebeziehungen zum tektonischen Faltenwurf zu bringen, um so Einblick in tektonische Dehnungs- und Pressungszonen zu gewinnen. Für hydrogeologische Fragestellungen werden darüber hinaus auch die Öffnungsweiten der Trennflächen und der mittlere Abstand dieser Trennflächen miterfaßt (K.-P. SEILER, 1972), um so Gebietsdurchlässigkeiten für das Festgestein zu berechnen.

Bei den Trennfugen im Gestein handelt es sich teils um sedimentäre, teils um tektonische Flächenelemente. Zu den tektonischen Trennflächen gehören Klüfte, d. h. Trennflächen, entlang denen es zu keinen oder nur zu geringen Verschiebungsbeträgen relativ zueinander gekommen ist, und tektonische Störungen, d. h. Trennflächen, die als Bewegungsbahnen im Gestein dienen (K. METZ, 1957). Kluff- und Störungflächen sind im alpinen Raum selbstverständlich schwerer als im Saxonikum voneinander zu trennen (H.-J. SCHNEIDER, 1953 a, P. SCHMIDT-THOMÉ, 1953).

Die eigenen kleintektonischen Untersuchungen umfassen Erhebungen im Bereich des Ammertales bei Oberammergau und Ettal-Oberau, im Bereich des Loisachtales zwischen Oberau und Achrain, des Kesselbergs, des Isartales am Sylvenstein, im Zuge des Leitzachtales und im Raum Oberwössen/Unterwössen. Auswertungsergebnisse sind der Verlauf der Faltenachsen und die Häufigkeitsverteilung von Kluffrichtungen (Kluffrosen). Sie werden anhand des geologischen Kartenwerks mit den kartierbaren Untersuchungsergebnissen vergleichend betrachtet.

In den Aufschlüssen wurde zwischen Klüften verschiedener vertikaler Reichweite unterschieden. Klüfte erster Ordnung durchziehen den ganzen Aufschlußbereich, Klüfte zweiter Ordnung mehrere Meter und Bänke des Gesteins, aber nicht den gesamten Aufschlußbereich, und Klüfte dritter Ordnung durchschlagen nur eine einzelne Bank. Diese Unterscheidung erfolgt einerseits mit Blick auf hydrogeologische Problemstellungen, andererseits aber soll sie dazu beitragen, die interne Zerklüftung des Hauptdolomits von jener Klüftung zu trennen, die in direktem Zusammenhang mit der alpidischen Falten- und Deckenbildung steht.

Der tektonische Faltenwurf stellt sich im Schmidt'schen Netz mit E—W-Achsenverlauf dar; Ausnahmen von diesem Achsenrichtungsverlauf sind selten. Dies steht vielerorts im Gegensatz zu kartierten, mehr NE—SW-verlaufenden tektonischen Einengungsstrukturen (Tab. 8). Diese Unterschiede zwischen konstruiertem und kartiertem Strukturverlauf werden nicht durch die morphologische Schnitfführung mit der tektonischen Struktur hervorgerufen, vielmehr erscheinen sie bevorzugt in Bereichen, wo der geographische Alpenrand vor- oder zurückgestaffelt ist. Diese Vor- und Zurückstaffelung des Alpenrandes vollzieht sich entlang der tektonischen Loisach- (SW—NE) bzw. Ammerichtung (SE—NW; K. TROLL, 1926, C. W. KOCKEL, M. RICHTER & H. G. STEINMANN, 1931).

Offensichtlich erfolgt nach meinen Untersuchungen diese Vorstaffelung nicht nur entlang von Störungsindividuen und ist somit kartenmäßig darstellbar, sondern auch in breiten Zerscheringzonen unter Beibehaltung des ursprünglichen E—W-Faltenachsenverlaufs; in ihr sind die horizontalen Verschiebungs-

beträge nicht mehr kartierbar. Diese breiten Zerschierungszonen haben Dehnungscharakter.

Tabelle 8: Kartierter und im Schmidt'schen Netz konstruierter Faltenachsenverlauf nach eigenen Untersuchungen und unter Verwendung von Angaben aus der Literatur.

(S. T. = P. SCHMIDT-THOMÉ, 1953, K = J. KNAUER, 1933, Z = W. ZEIL, 1954, M. D. = G. MÜLLER-DEILE, 1940.)

Der Faltenachsenverlauf ist in seiner Einfallrichtung angegeben.

Aufschlußbereich	Faltenachsenverlauf	
	gemessen	kartiert
Vils-Tal, Pfronten (S. T.)	90	E-W
Ammertal, Burgbichl, Dottenbühel	35	E-W
Oberammergau, Rheumaklinik	270	E-W
Fahrstraße Ettal—Oberau	265	NE-SW
Loisachtal, eingefallene Wand bei Oberau	280	NE-SW
Laber Laine, Forstweg zum Laber	245	NE-SW
Eschenlohe, Höllenstein	95	NE-SW
Eschenlohe, Tunnel Olympiastraße	100	NE-SW
Eschenlohe, Fahrstraße nach Wengwies	95	NE-SW
Flysch, Eschenloher Moos	90 bzw. 270	NE-SW
Helvetikum, Murnauer Moos	55	NE-SW
Loisachtal, Heuberg und Zeilkopf	290	NE-SW
Zugspitzbahn, Tunnelstrecke (K.)	90	E-W
Heimgartengebiet (Z.)	90—135	E-W
Kochelseegebiet (M. D.)	90	E-W
Kesselberg unten	80	E-W
Kesselberg Mitte	95	E-W
Kesselberg oben	120	E-W
Vorderriß (S. T.)	90—120	NE-SW
Fall (S. T.)	100	NE-SW
Leitzachtal, Stauden-Bayrischzell	110	E-W
Oberwössen	60—110	ENE-WSW

Der konstruierte Verlauf der Faltenachsen zeigt für kleine Aufschlußbereiche im gefügekundlich kompetenten Gestein teils eine konstante Orientierung des Achsenverlaufs, teils eine starke Variation des Achsenverlaufs in der Einfall- und der Himmelsrichtung und gibt Zeugnis von einer Querdehnung im Faltenachsenverlauf. Aus dem Verlauf der Faltenachsen allein kann nur schwer ein generelles, östlich gerichtetes Achsenabtauchen in den Nördlichen Kalkalpen abgeleitet werden: Diese Feststellung ergibt sich vielmehr aus dem kartierten Verlauf tektonischer Einengungsstrukturen.

Achsendepressionen treten besonders ausgeprägt im Bereich der alpinen Quertäler auf. Diese Achsendepressionen haben zusammen mit nordwärts gerichteten tektonischen Störungen die Anlage der heutigen großen Alpenquertäler begünstigt (K. TROLL, 1926).

Eine weitere Zone mit Dehnungscharakter verläuft im Scheitel von Mulden bzw. Sätteln, also längs zum Faltenverlauf. Für hydrogeologische Problemstellungen ist es daher bedeutsam, ob und in welchem Ausmaß Quer- und Längsklüfte den Faltenbau mit seinen Quer- und Längsdehnungszonen begleiten.

Die eingemessenen Kluftrichtungen stammen fast alle aus dem Bereich des Hauptdolomits, untergeordnet aus anderen kalkalpinen Bereichen, sowie den Zonen des Flyschs und des Helvetikums. Auffälligerweise ist in den früher mitgeteilten (P. SCHMIDT-THOMÉ, 1953, H.-J. SCHNEIDER 1953 a, W. ZACHER, 1966) und

eigenen Kluffrosen (Fig. 11) für das Kalkalpin meist eine sehr breite Streuung des Kluffverlaufs in allen Richtungen neben deutlich erkennbaren Maxima zu beobachten. Im Flysch und Helvetikum fehlt diese breite Streuung im Kluffverlauf zugunsten stark betonter Maxima (Fig. 10).

Die breite Streuung der Kluffrichtungen im Kalkalpin tritt unabhängig von der Gesteinsart auf; sie ist typisch für diese tektonische Einheit. Die große Streuung in den Kluffrichtungen des Kalkalpins hängt mit einem häufigen Wechsel in der Richtung des tektonischen Stresses zusammen. Solche Streuungen in der Streßrichtung könnten mit der Entstehung der tektonischen Decken der Ostalpen im Zuge einer Reliefüberschiebung zwanglos erklärt werden. Sie ist dagegen durch das Auftreten von Sekundärklüften (H. Bock, 1972) nicht allein deutbar.

In den Kluffrichtungen treten stets mehrere Maxima auf. Ein Teil dieser Maxima steht in Symmetriebeziehung zum Faltenachsenverlauf und läßt sich als

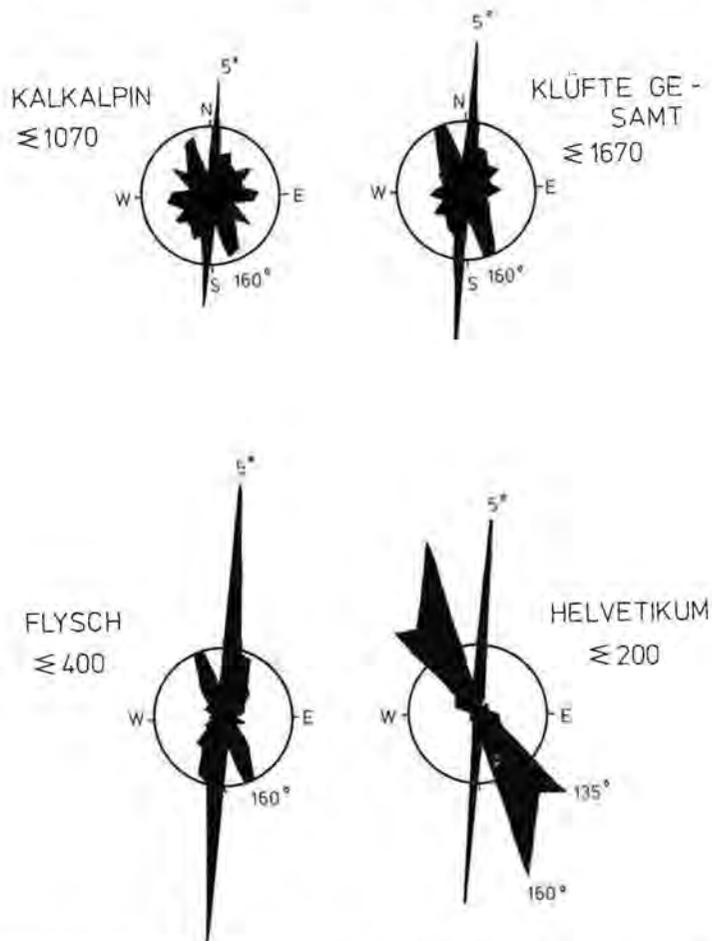


Fig. 10: Kluffrosen aus den verschiedenen lithologischen Zonen des Murnauer und Eschenloher Moores in zusammengefaßter und getrennter Darstellung. Kreisradius = 10^{0/0}.

Quer-, Längs- und Diagonalklüftung in bezug auf den Faltenbau erkennen. Dominierendes Element ist die Querklüftung, darüber hinaus besteht keine allgemeingültige Aufeinanderfolge in der Rangordnung faltensymmetrischer Klüfte. Von der Falten-symmetrie abweichende Klüftmaxima liegen stets in der Ammer- bzw. Loisachrichtung.

Horizontale Strömung auf Klüften tritt im Kalkalpin über allen Klüftrichtungen zwischen 0 und 60° sowie zwischen 140 und 180° mit Maximum in der Ammer- (140°) oder Loisachrichtung (30°) auf. Offensichtlich sind durch die Zerschierung des Alpenkörpers als letztem tektonischem Bewegungsakt — belegt durch die Erhaltung der Strömung — nicht nur die Ammer- und Loisachrichtung, sondern auch ihnen benachbarte Richtungen tektonisch mobilisiert worden.

Hydrogeologisch bedeutsam sind die Feststellungen, daß Quer- und Längsklüfte entgegen früheren Ansichten (P. SCHMIDT-THOMÉ, 1953) verbreitet auf-

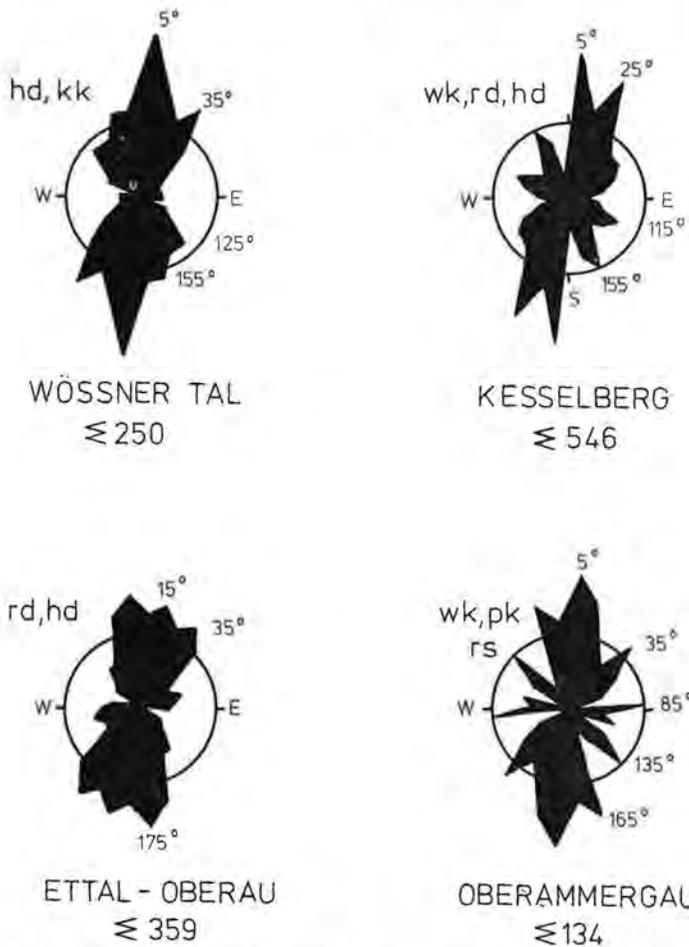


Fig. 11: Klüftdiagramme aus dem Arbeitsgebiet, ausgenommen Murnauer und Eschenloher Moos (s. Fig. 10). Kreisradius = 10% , wk = Wettersteinkalk, rs = Raibler Sandstein, rd = Raibler Dolomit, hd = Hauptdolomit, pk = Plattenkalk, kk = Körsener Kalk.

treten. In Quer- und Längsrichtung zum Faltenverlauf und zusätzlich in der tektonischen Ammer- und Loisachrichtung erfolgte eine Dehnung im Faltenverlauf. Die starke Streuung der Kluftrichtungen im Kalkalpin deutet an, daß ein engmaschiges und in den Dehnungsrichtungen stärker geöffnetes Netzwerk an Fließwegen für die Grund- und Bodenwasserzirkulation zu erwarten ist (s. S. 78). Im Flysch und Helvetikum, mit ihren jeweils geringen Streuungen in den Kluftrichtungen, treten ebenfalls nördliche Kluftrichtungen bevorzugt auf; in diesem geologisch-tektonischen Bereich mit seiner schmalen Ausstrichbreite fließen Grund- und Oberflächenwasser generell nordwärts.

2. 3. Tektonische Störungen

Auf- und Überschiebungen sind die beherrschenden Elemente im Arbeitsgebiet. Sie verlaufen annähernd mit ost-westlichem Streichen. Auf- und Überschiebungen sind überwiegend an den Wechsel von gefügekundlich inkompetentem zu gefügekundlich kompetentem Gestein gebunden.

Neben diesen großen tektonischen Störungen treten ortsgebunden Überfahrungen von kompetentem Gestein durch tektonisch ausgequetschtes, inkompetentes Material auf. All diese Strukturen sind Folgen einengender tektonischer Vorgänge; ihnen kommt hydrogeologisch keine generelle, morphologisch dagegen eine besondere Bedeutung zu.

An zweiter Stelle stehen tektonische Störungen in Loisach- und Ammerrichtung (C. W. KOCKEL, M. RICHTER & H. G. STEINMANN, 1931) mit einem Überwiegen der Loisachrichtung. Bei beiden tektonischen Richtungen herrscht die horizontale Bewegungskomponente vor. Beide Richtungselemente stehen mit einer Dehnung des Alpenkörpers in seiner Längsrichtung zusammen; in den Zonen dieser tektonischen Trennfugenrichtungen tritt markant die Abweichung des konstruierten Faltenachsenverlaufs vom kartierten Faltenachsenverlauf auf.

3. Quartär

Das Quartär umfaßt die jüngste geologische Vergangenheit und die Gegenwart; es fällt in einen geologischen Zeitabschnitt niedriger Jahresmitteltemperaturen. Der Temperaturrückgang vom Tertiär zum Quartär erfolgte allmählich und setzte präquartär ein.

Die Quartär-Tertiär-Grenze ist biostratigraphisch schwer zu erfassen, da überwiegend festländische Sedimente und lückenhafte Profile diesen Grenzbereich überdecken.

Quartäre Festlandsedimente treten in weiter Verbreitung, aber räumlich voneinander getrennt auf. So besteht eine Reihe groß- und kleinregionaler Gliederungsschemata, die im stratigraphischen Umfang weitgehend, im stratigraphischen Detail selten zweifelsfrei übereinstimmen.

Zur Korrelation quartärer Gliederungsschemata mag die wiederholte Umpolung des erdmagnetischen Feldes im Quartär und ihre Konservierung in Sedimenten geeigneter Mineralzusammensetzung neue Impulse geben (JUGS-Subcommission 1973). Die rasch wechselnden Sedimentgeschwindigkeiten und die lückenhaften Profillabfolgen im Quartär setzen auch hier Grenzen für Korrelationsversuche.

Das Quartär wird in eine untere, pleistozäne, und eine obere, holozäne, Abteilung gegliedert. Die Grenze zwischen beiden Abteilungen liegt zwischen Schlern- (Bühl-) und Gschnitz-Stadium, einem Zeitabschnitt, in dem sich die Gletscher aus den Tälern der Nördlichen Kalkalpen in die Hochgebirgstäler zurückgezogen hatten und es in den Nördlichen Kalkalpen nur mehr Lokalgletscher gab.

3. 1. Das pleistozäne Eisstromnetz

In den Nördlichen Kalkalpen besteht eine Reihe E—W- und N—S-streichender und lange durchhaltender morphologischer Tiefenlinien. Diese führen ganz überwiegend die heutigen großen Vorfluter. Der Inn z. B. folgt zwischen Landeck und Rattenberg etwa der lithologisch-tektonischen Grenze zwischen Zentralalpen und Nördlichen Kalkalpen.

Von Reutte aus führt eine morphologische Tiefenlinie über den Plansee, Garmisch, den Sylvensteinsee und Spitzing zum Klooaschauer-Tal. Diese Linie folgt im wesentlichen dem Scheitel des Wamberger Sattels (s. S. 24); ihr folgt die Isar auf kurzer Strecke.

Weniger weit reichende morphologische Tiefenlinien führen

- das Lahnwieser- und Jachental mit Walchensee, alle im Synklinorium,
- das Eschenlaine- und Leitzachtal im Oberauer- bzw. Geitauer Sattel und
- das Ammerlängstal im nördlichen Muldenzug.

Diese Tiefenlinien längs des Faltenbaues haben präquartär markanter als heute (F. LEVY, 1922) das Entwässerungssystem geführt. Sie werden von ebenbürtigen Querrichtungen gekreuzt, die mit Faltenachsendepressionen oder NE—SW bzw. SE—NW gerichteten und über große Entfernungen durchhaltenden Störungs- bzw. Zerschneidungszonen zusammenfallen. Hervorzuheben sind als solche Querrichtungen

- die Zone Fernpaß—Ehrwald—Ellmau-Tal,
- das Loisachtal zwischen Garmisch und Murnau,
- die Zone Seefeld—Wallgau—Kesselberg,
- die Zone Achensee—Tegernsee und
- jene zwischen Kiefersfelden und Brannenburg.

Es besteht ein Zusammenhang zwischen Tektonik und/oder Lithologie mit der heutigen Morphologie (s. S. 32). Dieser Zusammenhang zwischen Ursache und Wirkung besteht nicht zwingend, aber häufig.

Die morphologischen Tiefenlinien führen die heutigen Entwässerungssysteme. Entlang dieser heutigen Entwässerungssysteme treten alle zusammenhängenden Zeugen verschiedener Vereisungsperioden in den Alpen auf. In ihnen erscheinen auch Relikte alter Talböden (Tiroler Achental, Leitzachtal, Loisachtal), Talleisten und die heute vielerorts über den Haupttälern liegenden Mündungshöhen der Nebentäler als Zeugen eines alten, hochgelegenen Entwässerungssystems. Dieses alte Entwässerungssystem weist das heutige in großen Zügen als prärißeiszeitlich, wahrscheinlich präglazial angelegt aus (F. WILHELM, 1961).

Dieses prärißeiszeitliche bzw. präglaziale Entwässerungssystem schneidet in eine noch ältere, getreppte Erosionsfläche ein, die sich aus dem Verlauf von

Gipffluren vage rekonstruieren läßt (R. v. KLEBELSBERG, 1935). Für diese älteren Entwässerungssysteme fehlen im allgemeinen eindeutige Kriterien zur Alters-einstufung.

Die pleistozänen Gletscher fanden einen Tieflinienraster als Leit- bzw. Strombahnen vor. Die Gletscher breiteten sich in einem Eisstromnetz über das Gebiet der Nördlichen Kalkalpen aus. Alle Eisströme im Arbeitsgebiet (Fig. 12) gingen letztlich vom Inn-gletscher als Stammgletscher, im SE auch vom Salzach-gletscher aus. Jeder Eisstrom wurde sowohl vom Stammgletscher als auch von Lokal-gletschern seines Verbreitungsgebietes genährt und hatte zu benachbarten Eisströmen über Sättel und Scharten Verbindung.

Bei großem bzw. kleinem Massenaustausch zwischen Stammgletscher und Eisstrom wird hier von Eishauptstrom (Lech-, Loisach-, Isar-, Inn-, Tiroler Achengletscher) bzw. Eisnebenstrom (Ammer-, Tegernseer-, Schliersee-, Leit-zach-, Rote Traun-, Weiße Traun-, Saalachgletscher) gesprochen (Fig. 12). Diese Unterscheidung ist erforderlich, da die Eishauptströme andere Wandergeschwindigkeiten besaßen als die Eisnebenströme und dadurch das Entwässerungssystem der Eisnebenströme im allgemeinen durch die Eishauptströme beein-flußt wurde. Dies drückt sich in unterschiedlichen Sedimentbildungen aus (s. S. 46 ff.).

3. 2. Zur Frage der quartären Talübertiefung

Talübertiefungen entstehen einerseits dort, wo die Tiefenentwicklung von Haupt- und Nebental unterschiedlich rasch erfolgt und so Höhenunterschiede zwischen beiden entstehen, die das Nebental in zwei Gefällsknicks seiner Bach-sole überwinden muß. Andererseits entstehen Talübertiefungen auch längs

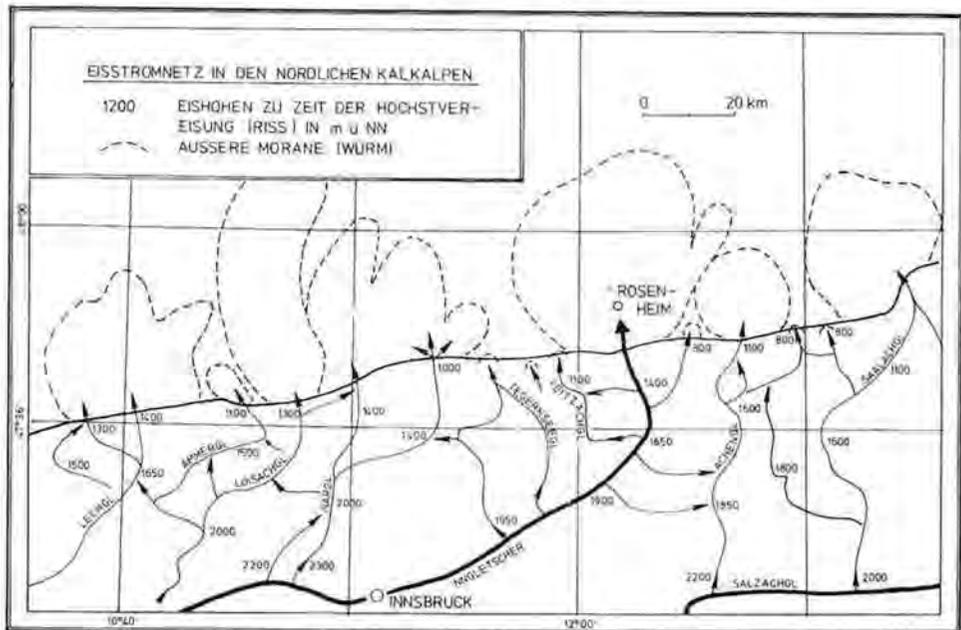


Fig. 12: Eisstromnetz in den Nördlichen Kalkalpen mit Angaben zur Höhe der Eisoberfläche (in m ü. NN) bei Eishöchststand (Rißzeit). Zusammengestellt nach Literaturangaben. Die Eisströme sind bis zum Alpennordrand dargestellt.

eines Tales, d. h., es verbleiben rückläufige Gefälle; dieses Problem ist hydrogeologisch besonders interessant.

Eine Talübertiefung im Längsprofil ist aus Abschnitten des Inn-, Lech- und Loisachtales bekannt; sie beträgt wenige zehn Meter bis mehrere hundert Meter. Als Ursache ihrer Entstehung nehmen O. AMPFERER (1921) differenzierte tektonische Bewegungen während der pleistozänen Vereisungsphasen und A. PENCK (1922) isostatische Bewegungen neben einem glazialen Tiefenschurf an, und M. RICHTER (1948) postuliert aus der zum Alpenvorland mächtigen quartären Verfüllung der Alpentäler eine tektonische Absenkung dieses Bereiches relativ zu seinem Vorland.

H. REICH (1955) leitet aus hohen seismischen Geschwindigkeiten in Kiesen von Reichertsbeuern (2500 m/s) eine im Pleistozän wirksam gewordene und noch heute auf dem Lockermaterial lastende tektonische Beanspruchung ab. Ähnlich sind die Feststellungen von K. LEMCKE (1973) zu sehen, der im Tertiär des Alpenvorlandes auf eine Zunahme der seismischen Geschwindigkeiten quer zum Schichtverband und auf eine unnormal starke Zunahme des hydrostatischen Druckes in Tiefbohrungen mit Annäherung an den Alpenrand aufmerksam macht. K. LEMCKE (1973) macht keine Angaben zum Zeitpunkt des Wirksamwerdens der noch lastenden tektonischen Beanspruchung.

P. SCHMIDT-THOMÉ (1955) sieht im Gegensatz zu A. PENCK (1922) in der Höhenlage der Seetonvorkommen im Isartal keine Anzeichen für eine pleistozäne tektonische Bewegung in diesem Bereich, und R. v. KLEBELSBERG (1935) steht einer Verbiegung der quartären Seetonoberfläche im Inntal durch tektonische Bewegungen skeptisch gegenüber. F. WILHELM (1961) weist nach, daß morphologische Elemente aus dem Alpenvorland in den Alpenkörper hinein ohne Gefällsknick verfolgbar sind, und J. KNAUER (1952) zeigt, daß zwischen Alpen und Alpenvorland keine markante Störung ehemaliger Flußgefälle vorliegt, also bedeutende und differenzierte tektonische Bewegungen im Pleistozän des Arbeitsgebietes unwahrscheinlich sind. Dies schließt langsame und zonar in Betrag und Richtung unterschiedliche Großbewegungen (H. WEHRLI, 1928) seit dem Tertiär nicht aus.

Die früheren Deutungen zur Übertiefung in Tallängsrichtung gehen davon aus, daß die Exaration der Gletscher unbedeutend ist (K. LEUCHS, 1927 u. a.); R. v. KLEBELSBERG (1935) setzt sie mit höchstens 80 m an. In neueren Arbeiten wird jedoch der Schurfwirkung der Gletscher in Gebieten mit lockerem oder leicht erodierbarem Schichtverband eine besondere Bedeutung zugesprochen (M. REIST, 1960, H. HIRSBRUNNER, 1960, V. BINGELLI, 1961, G. ZELLER, 1964).

Die eigenen Arbeiten zeigen, daß im Arbeitsgebiet zwischen den Richtungen der Eisstromtäler und der Klüftigkeit ein enger Zusammenhang besteht (Fig. 13). Wenn in Fig. 13 die Talrichtungsrose und die Klüftrose in der 90°-Richtung wenig Gemeinsames haben, so drückt sich hier der gewichtige Einfluß des Schichtstreifens auf die Talrichtungen aus. Stellt man diesen Untersuchungsergebnissen die Talrichtungsrose von mindestens 1 km langen Entwässerungssystemen gegenüber (Fig. 13), für die keine große Eisüberdeckung bekannt ist, aber eine vergleichbare Gesteinsausbildung wie im vorhergehenden Fall besteht, so wird eine wesentlich unschärfere Beziehung zwischen Richtungsverlauf der Täler und gefügekundlichen Elementen sichtbar. Eine Ausnahme deutet sich zwischen Talverlauf und Schichtstreichen an und dürfte die Feststellung F. LEVYS (1922) bestätigen, wonach das Talsystem in den Nördlichen Kalkalpen präglazial stärker E—W-ausgerichtet war als heute.

Offensichtlich vermag die wiederholt wirksam gewordene glaziäre Exaration in geologisch kurzer Zeit tektonische Zerrüttungszonen wirkungsvoller zu skulptieren als die fluviatile Erosion. Weiterhin scheint die fluviatile Erosion Gesteinsunterschiede vor tektonischen Richtungselementen im allgemeinen prägnanter herauszuarbeiten.

Das Auftreten tektonischer Zerrüttungszonen entspricht nicht generell einer Zone aufgelockerten Gesteinsverbandes. Für den saxonischen Raum läßt sich zeigen, daß diese Auflockerung häufig sekundär, z. B. durch Gebirgsentlastung und die tiefgreifende Verwitterung, erfolgte (G. KELLER, 1969, K.-P. SEILER, 1969). Im Alpenraum werden tektonische Zerrüttungszonen durch die fluviatile Erosion allmählich aufgelockert, durch die wiederholte Be- und Entlastung des Gebirges durch die mächtigen Eisströme (L. MÜLLER, 1969) jedoch „gewaltsam“ aufgelockert und so der glaziären Exaration zugänglich gemacht.

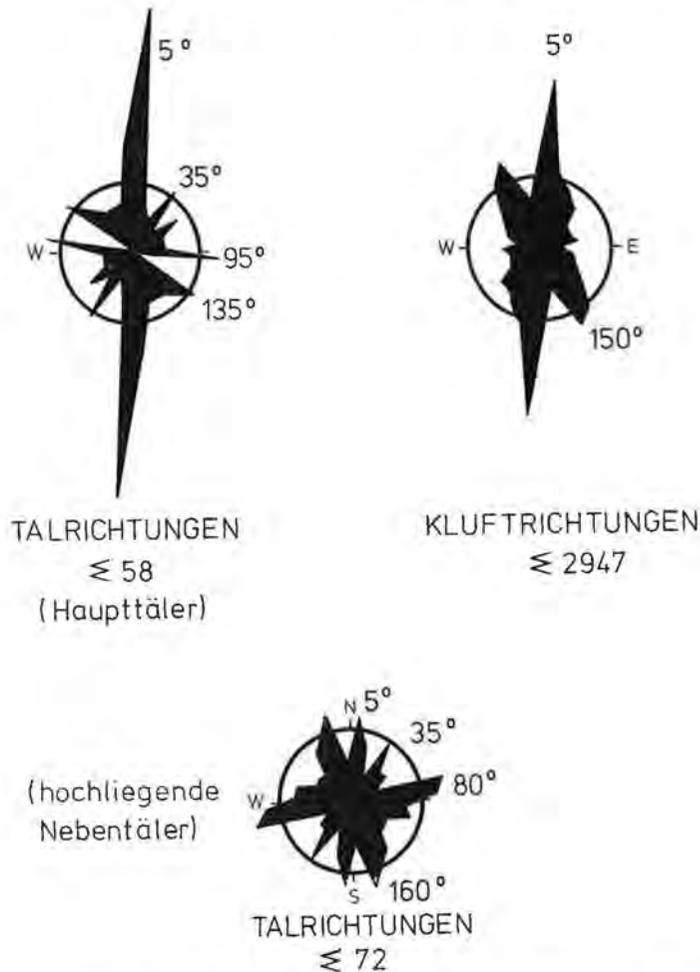


Fig. 13: Richtungsrosen von Tälern mit ehemals großer (Haupttäler) und geringmächtiger (hochliegende Nebentäler) Eisüberdeckung und Kluftrose aller eingemessenen Kluftrichtungen im Arbeitsgebiet. Kreisradius = 10%.

Diese Gefügeauflockerung des Festgesteins ist heute noch unter den quar-ären Lockergesteinen zu erwarten; sie sollte sich demnach in den Öffnungsweiten bzw. der Engständigkeit der Klüfte (s. S. 83) ebenso wie in den seismischen Geschwindigkeitswerten oberflächennahen Festgesteins ausdrücken.

Das Arbeitsgebiet wird ganz überwiegend aus karbonatischen Gesteinen aufgebaut. Diese weisen nach der Auswertung großseismischer Untersuchungen (C. PRODEHL, 1964, F. WEBER, 1969), also in größerer Tiefe, seismische Geschwindigkeitswerte von 5000 bis 5500 m/s auf.

Diesem seismischen Geschwindigkeitsbereich steht nach eigenen Untersuchungen für oberflächennahes karbonatisches Festgestein in den Tälern des Arbeitsgebietes ein seismischer Geschwindigkeitsfächer von 2500 bis 5500 m/s mit einem deutlichen Maximum im Bereich von 3000 bis 4000 m/s gegenüber. In der Breite des Geschwindigkeitsfächers einerseits und in dem Maximum bei niedrigen seismischen Geschwindigkeiten andererseits drückt sich die starke Gefügeauflockerung des karbonatischen Festgesteins aus. Über die Tiefe dieser Auflockerungszone läßt sich auf Grund der geringen Tiefenreichweite der Hammerschlagseismik keine Aussage treffen.

Hauptdolomit und Wettersteinkalk sind bedeutende Wandbildner in den Nördlichen Kalkalpen. Trennflächen zerstückeln den Hauptdolomit in tektonischen Schwächezonen intensiver als den Wettersteinkalk. Der Hauptdolomit tritt physikalisch verwittert, also in aufgelockertem Gefüge kleinstückig, als Bergsturzmasse dagegen in Blöcken auf; der Wettersteinkalk tritt aber auch physikalisch verwittert in Blöcken auf. Auffälligerweise sind Hauptdolomit-Findlinge in Moränen selten, Wettersteinkalk-Findlinge dagegen häufig, obwohl Wettersteinkalk und Hauptdolomit etwa gleich große Flächen in den Nördlichen Kalkalpen überdecken. Offensichtlich ist der Hauptdolomit überwiegend kleinstückig vom Eis abgetragen worden. Wenn der Hauptdolomit aber sowohl als Talverenger als auch als Träger glazial übertieferer Täler (Loisachtal) auftreten kann, so muß er Zonen mit besonderer Neigung zu kleinstückigem Zerfall aufweisen; diese Zonen verlaufen linienförmig und fallen mit tektonischen Richtungselementen zusammen, die im Wege der Exaration rasch und wirkungsvoll skulpiert wurden.

Diese Ansicht zur Talübertiefung erklärt, daß im Hauptdolomit und Wettersteinkalk auch ohne tektonische Hebungs- und Absenkungstendenz tief eingeschnittene, schmale Täler auftreten können, da die Auflockerung des Gefügeverbandes an der Talsohle am stärksten war und Zonen intensiver tektonischer Zerstückelung nur einen schmalen Verlauf aufweisen. Hier überwog eine intensive Tiefenexaration vor einer Seitenexaration. Wenig eisbedeckte Täler, wie z. B. das Eschenlainental und Aurachtal, sind dagegen trotz ihres Verlaufs im Hauptdolomit weit ausladend. — In den weichen Partnachsichten oder Flyschgesteinen treten ebenfalls weit ausladende Täler auf, da zur glaziären Exaration der Talwände keine vorherige Gefügeauflockerung erforderlich war. Tiefen- und Seitenexaration wurden in gleichem Maße wirksam.

In Gebieten ohne tektonische Schwächezonen oder ohne leicht erodierbares Gestein und in solchen mit geringer Eisüberdeckung, z. B. Karen, konnte es zu keinen bedeutenden Beträgen in der Tallängsübertiefung kommen, da das Zusammenspiel von Gefügeauflockerung und Exaration nicht intensiv genug war. Wenn M. REIST (1960) für die glaziäre Tiefenerosion die Zunahme der Klüftigkeit mit der Tiefe verantwortlich macht, so ist dies mit Skepsis aufzunehmen, da eine Zunahme der Klüftigkeit nicht zwangsläufig mit einer Gefügeauflockerung gleichzusetzen ist und nach den bisherigen Erfahrungen die Gefügeauf-

lockerung im Festgestein im allgemeinen oberflächennah bedeutsam ist und zur Tiefe hin rasch abnimmt (D. T. SNOW, 1968, K.-P. SEILER, 1969).

Ein Argument gegen die glaziäre Exaration wird mit dem Hinweis geführt, daß die würmeiszeitlichen Gletscher in den Alpentälern rißeiszeitliche und riß-würm-interglaziale Lockersedimente nur in bescheidenem Maße ausgeräumt haben. Hier ist zu bedenken, daß nicht jeder Eisstrom in seiner Erosionsfähigkeit gleich wirksam ist (L. LLIBOUTRY, 1965) und die neueren Datierungsergebnisse organischer Substanz aus Seetonen des Inntales (F. FLIRI u. a., 1970) und aus postwürmeiszeitlichen Sedimenten vom Alpennordrand und seines Vorlandes (W. STEPHAN, 1970, H. JERZ, 1970) der Würmvereisung eine wesentlich kürzere Dauer als z. B. der Rißvereisung zuweisen. Sicher ist das Ausmaß der Exaration auch eine Frage ihrer Wirkungsdauer.

Schließlich werden fluviale Erosionsformen in Talverengungen (J. KNAUER, 1952) als Beweis gegen die glaziäre Exaration angeführt. Dies trifft z. B. für die Sylvensteinenge zu; sie sind aber als alleiniger Beweis gegen eine glaziale Exaration nicht brauchbar, da Exaration und Erosion sowohl nacheinander als auch miteinander wirksam sind und die Datierung solcher morphologischer Elemente selten zweifelsfrei erfolgt. Geologisch besteht eine Unsicherheit in der Deutung von unterirdischen Talverengungen als Schwellen oder Schluchten. Hydrogeologisch bleibt die Tatsache einer Querschnittsverengung für das Grundwasser im Lockergestein bestehen, gleich, ob Schwellen oder Schluchten den Beckenschluß bilden.

Die hier zur glazialen Übertiefung vertretene Ansicht bedeutet aber auch, daß die Talübertiefung nicht durch die älteste Vereisungsphase (Günz), sondern durch jüngere Vereisung bewirkt wurde (Mindel, Riß, Würm). Die älteste bzw. die älteren Vereisungen haben die Vorarbeit für die wirkungsvolle Exaration der folgenden Vereisungsphasen geleistet. Die Würmvereisung erbrachte keine bedeutende Tiefenerosion, sie vermochte nicht, die riß-würm-interglazialen Seesedimente, die bis weit in die Alpentäler hineinreichen, tief auszuräumen. Unter den würmeiszeitlichen Lockergesteinen glazial übertiefer Alpentäler sind somit sicher rißeiszeitliche, eventuell auch mindeleiszeitliche, dagegen keine günzeiszeitlichen Ablagerungen zu erwarten. Riß- unter würmeiszeitlichen Ablagerungen sind allerorten bekannt; für mindeleiszeitliche Anteile an der heutigen Talfüllung gibt es bislang keine Zeugnisse.

In Fig. 14 sind aufgrund von Geländearbeiten und mit Hilfe des geologischen Kartenwerkes all jene Bereiche des Arbeitsgebietes angeführt, die über leicht erodierbarem Gestein, das ist tektonisch aufgelockertes bzw. petrographisch weiches zwischen schwer erodierbarem Gestein, glaziär übertiefte Talstücke und in diesen Grundwasserbecken vermuten lassen. Diese Bereiche weisen sich durch markante Talverengungen im Unterstrom aus, lokal führen sie Seen als Zeugen unausgefüllter Hohlformen, oder es treten in ihnen gehäuft Talquellen oberstromig einer Festgesteinsverengung auf (Fig. 15); Talquellen deuten für das Grundwasser auf eine Querschnittsverengung auf seinem Fließweg. Diese Querschnittsverengung kann sowohl durch die Morphologie des Beckenausganges als auch durch die zunehmende Verbreitung undurchlässiger Sedimente in Richtung Beckenausgang begründet sein. Die Beckenform ist nämlich häufig Ursache für die Sedimentverteilung.

Zur Erfassung der quartären Talübertiefung nach Ort und Ausmaß können verschiedene Methoden eingesetzt werden. Die zuverlässigsten Aussagen geben refraktionsseismische und geoelektrische Messungen, wie sie im Loisach-, Isar- und Trauntal mit Erfolg eingesetzt wurden (H. REICH, 1954, 1960, K. BADER, 1973).

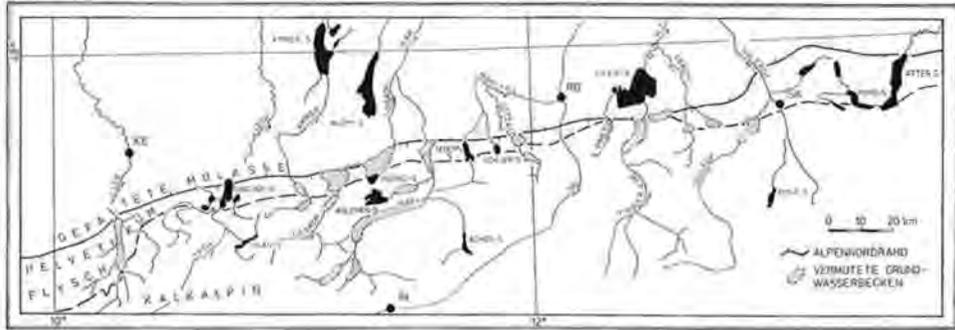


Fig. 14: Lage von Grundwasserbecken, die aufgrund besonderer petrographischer, tektonischer, morphologischer und hydrologischer Merkmale in Abschnitten der Talzüge zu erwarten sind. IN = Innsbruck, KE = Kempten, RO = Rosenheim, SA = Salzburg.

Hydrogeologisch kann aus der vom Grundwasser durchflossenen Querschnittsfläche ein Minimalwert für die Mächtigkeit wasserwegsamere Lockersedimente nach der Kontinuitätsbedingung errechnet werden. Glaziologisch kann auf die Taltiefe aus einem Vergleich der Gletschermassen an Orten bekannten Massenumfanges auf Orte bekannter Talbreite, aber unbekannter Taltiefe geschlossen werden.

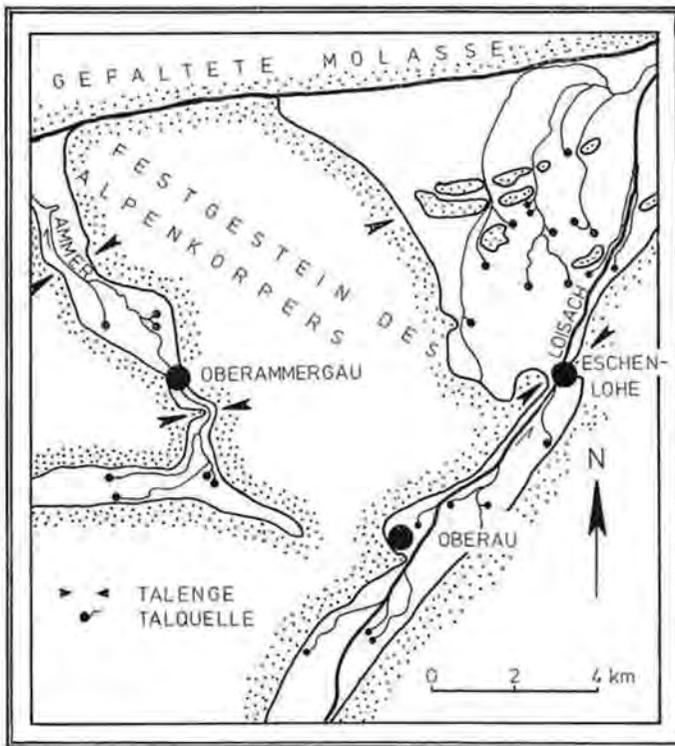


Fig. 15: Talquellen im Ammer- und Loisachtal oberstromig von Talverengungen. Gepunktet = Festgestein.

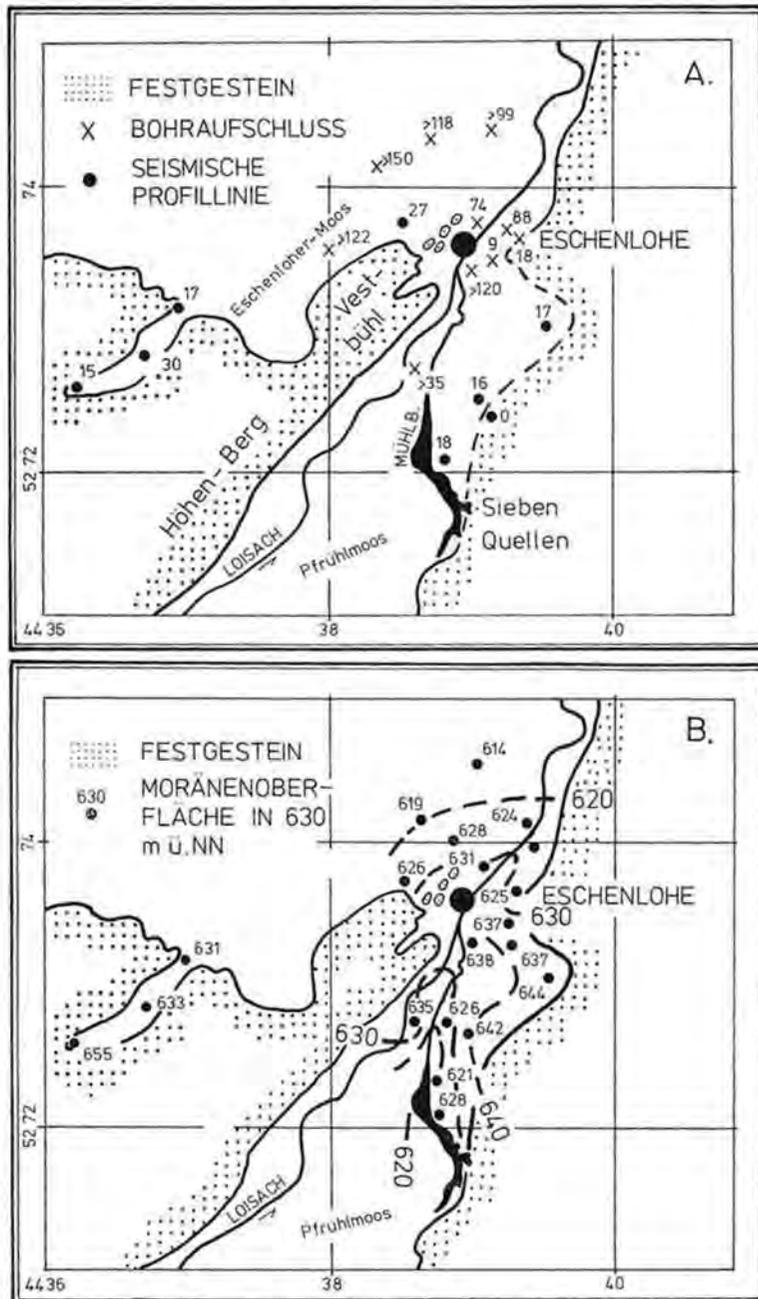


Fig. 16: A: Verlauf der Festgesteinsoberfläche unter der Eschenloher Enge nach Bohraufschlüssen der Wasserwerke der Landeshauptstadt München und nach hammerschlagseismischen Profilen; Tiefenangaben auf die heutige Talhöhe bezogen. B: Verlauf einer Moränenoberfläche über der Eschenloher Festgesteinsschwelle nach eigenen hammerschlagseismischen Untersuchungen; Tiefenangaben in m ü. NN.

3. 2. 1. Geophysikalische Untersuchungsergebnisse zur Talübertiefung

Für das Oberauer Gebiet hat H. REICH (1954) den Verlauf der Festgesteins-oberfläche unter quartärem Lockergestein dargestellt. Dieser Bereich ist 400 bis 500 m tief unter Gelände ausgeräumt und wieder verfüllt worden; unterstromig wird er von der Eschenloher Festgesteinsschwelle begrenzt. Die Ausräumungszone liegt im Hauptdolomit; sie folgt dem tektonischen Verlauf des Loisachtales, nicht dem Oberauer Sattel mit seinen leicht erodierbaren Raiblergesteinen im Sattelnern. In der Eschenloher Enge des Loisachtales schwenkt die Exaration von einer tektonischen Schwächezone in eine zweite, weiter westlich gelegene und zur ersten parallelen Schwächezone über.

Die Quartärmächtigkeit in der Eschenloher Enge ist aus Bohraufschlüssen der Wasserwerke der Landeshauptstadt München und aus hammerschlagseismischen Profilen bekannt (Fig. 16 A) und beträgt rund 80 m. In Richtung Pfrühl-

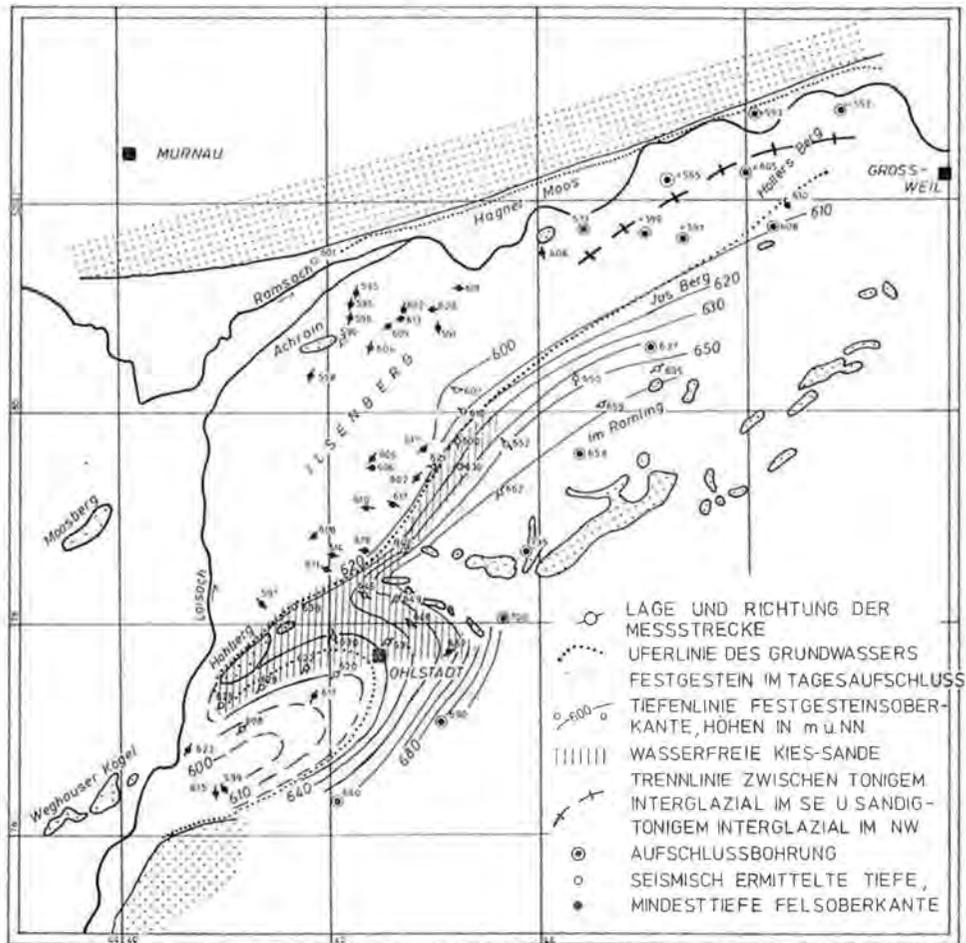


Fig. 17: Eigene hammerschlagseismische Untersuchungsergebnisse zur Lage der Festgesteinsoberfläche unter quartären Lockergesteinen aus dem Raum Ohlstadt-Großweil. Eintragungen zur Verbreitung toniger Gesteine nach Bohraufschlüssen der Wasserwerke der Landeshauptstadt München und Verlauf der gedachten Grundwasseruferlinie zwischen Ohlstadt und Großweil.

moos und in Richtung Eschenloher Moos fällt die Festgesteinsoberfläche steil ab, sie liegt im Eschenloher Moos durchschnittlich 250 m tief (H. REICH, 1960). Bohrbrunnen im Eschenloher Moos haben das Festgestein bis in 150 m unter Gelände noch nicht erreicht.

Im Raum Ohlstadt sind die Jungschichten der kalkalpinen Randzone tief ausgeräumt worden (Fig. 17). Dieser Ausräumungsbereich liegt südlich einer Zementmergelschwelle, deren Verlauf durch unsere Hammerschlagseismik im Raum Ohlstadt bekannt geworden ist und die sich in Kögeln, aber auch in gescharten und starken Quellaustritten im Eschenloher Moos als durchgehende, unterirdische Schwelle anzeigt.

Im Ammertal (Fig. 18) läßt sich mit der Hammerschlagseismik eine Festgesteinsschwelle aus Kieselkalken im Untergrund von Graswang, eine Festgesteinsschwelle aus Hauptdolomit und Wettersteinkalk im Untergrund von Oberammergau nachweisen. Nördlich Unterammergau führt der Reiselberger Sandstein zu einer allmählichen Verengung des Talquerschnittes. Generell lassen die hammerschlagseismischen Untersuchungen im Ammerlängstal die Form eines U-Tales vermuten und weisen das Ammerquertal als Kerbtal aus (Fig. 18).

Die hier nachgewiesene Festgesteinsschwelle im Untergrund von Ettal muß von der präwürmeiszeitlichen Ammer auf ihrem Weg nach Oberau in einer Schlucht gequert worden sein. Ein Querprofil durch diese Schlucht ist im Taleinschnitt zwischen Ettal und Oberau als Hinweis hierfür aufgeschlossen.

Das Isartal ist nach H. REICH (1960) im Raum Lenggries rund 300 m mächtig

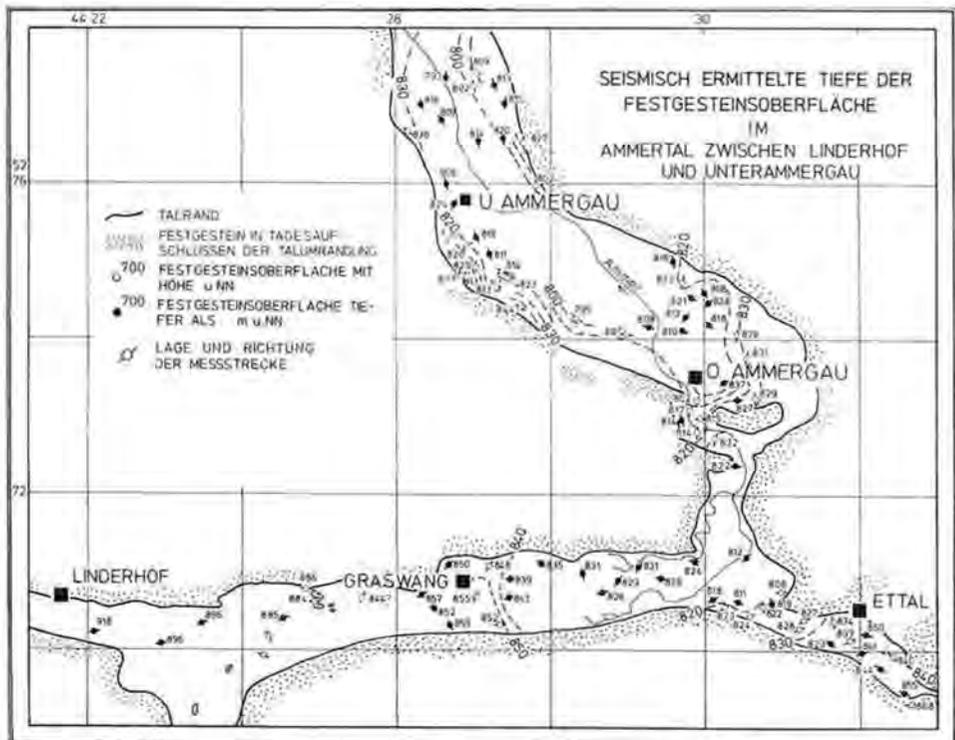


Fig. 18: Eigene hammerschlagseismische Untersuchungsergebnisse zur Lage der Festgesteinsoberfläche im Ammerlängs- und -quertal.

mit quartären Lockergesteinen verfüllt. In der Sylvensteinenge beträgt die Talverfüllung knapp 100 m (P. SCHMIDT-THOMÉ, 1950), südlich davon nach dem gleichen Autor über 150 m. Die hohen Quartärmächtigkeiten im Lenggrieser Raum lassen sich nicht einer quartären Talübertiefung zuschreiben, da sich die Festgesteinssohle des Isartales aus diesem Raum ins Vorland ohne Gefällsknick verfolgen läßt (J. KNAUER, 1952) und das alpine Isartal ohnehin mit seiner heutigen Talhöhe besonders hoch über dem Vorland liegt.

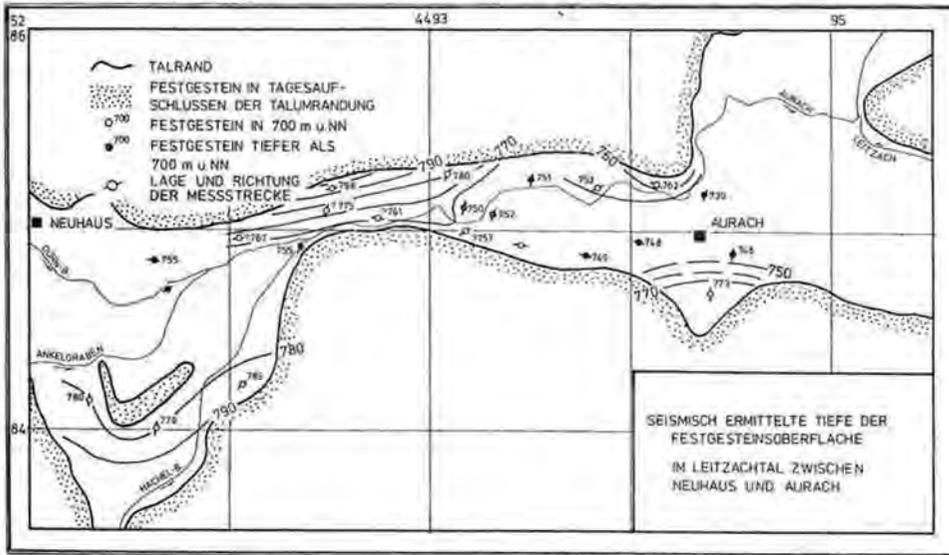


Fig. 19: Festgesteinsoberfläche unter quartären Lockergesteinen im Leitzachtal zwischen Neuhaus und Aurach nach eigenen hammerschlagseismischen Untersuchungen.

Im Aurachtal liegt offensichtlich keine bedeutende Ausräumung des Festgesteins, hier Hauptdolomit, vor (Fig. 19). Das gleiche gilt für das Obere Leitzachtal zwischen Ursprungpaß und Bayrischzell (Fig. 20). In beiden Fällen zeigen die Tiefenlinien der Festgesteinsoberfläche ein Kerbtal an, dessen Entstehung sowohl glazialer als auch fluviatiler Art ist. Bei Bayrischzell bzw. Aurach ergeben hammerschlagseismische Untersuchungen (irrdl. Mitteilung der Herren cand. geol. Egger und Keller) dagegen je eine tiefe Talrausräumung in Raibler-Schichten und in Jungschichten. Beide Ausräumungsbereiche werden durch eine tief eingekerbte Hauptdolomitschwelle im Raum Geitau—Heißenbauer unvollständig voneinander getrennt.

Im Leitzach-Aurach-Tal traten keine mächtigen Eisströme auf. Es kommt daher weniger zu einer Auflockerung tektonischer Gefüge im Zuge wiederholter Eisbe- und -entlastungen. Die glaziale Exaration ist hier an besonders leicht erodierbare Gesteine, Raibler-Rauhacken und Fleckenmergel, gebunden.

Der Hammerer-Graben bei Oberwössen verläßt die Wössener Mulde mit Aptychen-Schichten über eine Festgesteinsschwelle aus liassischen Kieselkalken (Fig. 21). Die Festgesteinsoberfläche fällt von dieser Schwelle aus steil nach Süden ein und bildet so einen Trog. Die glaziale Exaration ist auch hier bei geringer Eisüberdeckung an petrographisch leicht erodierbare Gesteine gebunden.

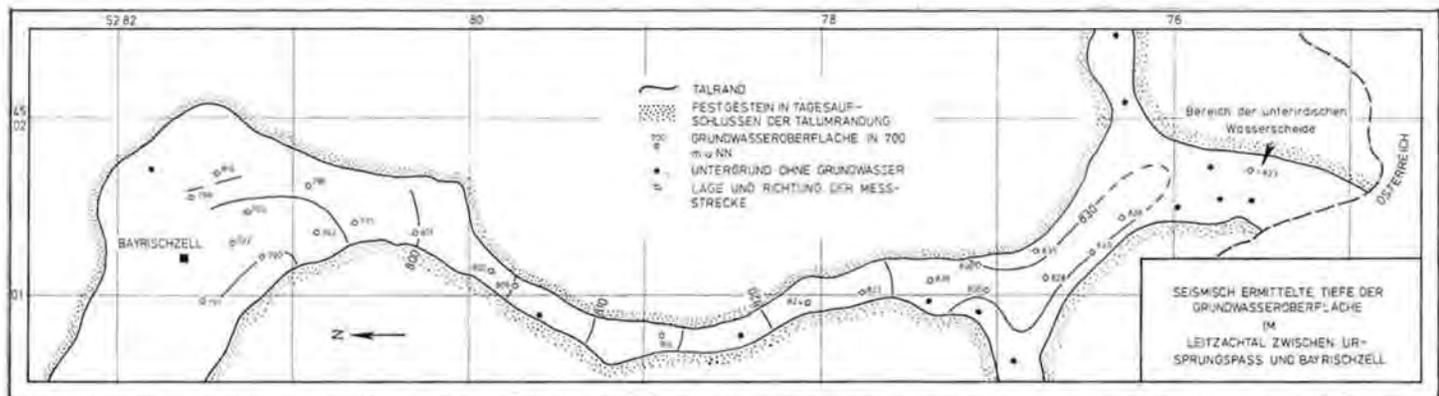


Fig. 20: Festgesteinsoberfläche unter quartären Lockergesteinen im Oberen Leitzachtal zwischen Ursprungspäß und Bayrischzell nach eigenen hammerschlagseismischen Untersuchungen.

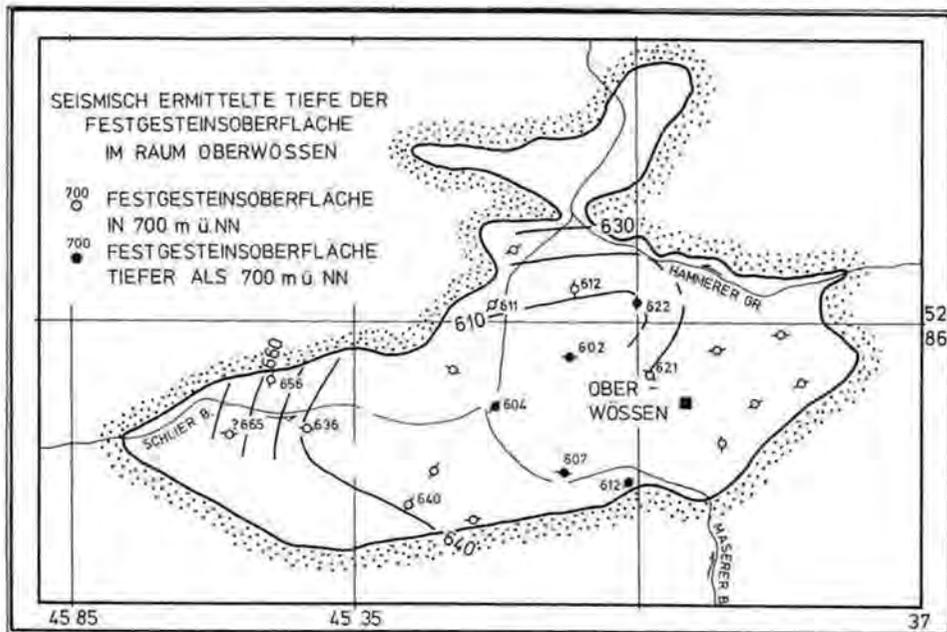


Fig. 21: Festgesteinsoberfläche unter quartären Lockergesteinen im Raum Oberwössen nach eigenen hammerschlagseismischen Untersuchungen.

Die Tiroler Ache tritt südlich Ettenhausen aus einer Festgesteinsschlucht im Hauptdolomit aus und quert zwischen Mettenham und Unterwössen, wie auch bei Marquartstein, je eine Engstelle aus Hauptdolomit (Fig. 22). Die Festgesteinsschwelle bei Marquartstein wurde in zwei Wasserbohrungen WSW des Ortes in rund 10 m Tiefe angetroffen; für den Einsatz hammerschlagseismischer Untersuchungen ist dieses Gebiet leider zu dicht besiedelt. Dagegen zeigen die hammerschlagseismischen Untersuchungen im Raum Raiten-Unterwössen, daß die Hauptdolomit- und Wettersteinkalkauftragungen im Talgrund sichtbare Teile einer unterirdischen Schwelle sind. Diese Schwelle führt im Norden zu einem Trog in Kössner-Schichten, der durch den Bergschlipf von Marquartstein teilweise verfüllt ist, und im Süden in einen Trog in tektonisch aufgelockertem Hauptdolomit.

3. 2. 2. Hydrologische Berechnung zur Grundwassermächtigkeit

Nur aus einem Teil des Arbeitsgebietes liegen lange seismische Profile vor, die Aufschluß über die Tiefe glazialer Exaration geben können. Die kurzen hammerschlagseismischen Profile geben dagegen nur über den oberflächennahen Profildbereich Auskunft.

Aus der Kontinuitätsgleichung

$$Q = v_f \cdot F$$

(Q = Durchfluß/Zeiteinheit; v_f = Filtergeschwindigkeit; F = Durchflußfläche)

läßt sich die durchflossene Taltiefe H aus den meßbaren Größen Grundwasserdurchfluß, Filtergeschwindigkeit und heutige Talbreite berechnen.

Diese Berechnung ergibt Mindestwerte für die wasserwegsame Taltiefe (also ohne Seetone und zementierte Lockergesteine), da eine unveränderliche Filtergeschwindigkeit (v_f) über die gesamte Durchflußtiefe vorausgesetzt wird. In Wirklichkeit nimmt die Fließbewegung des Grundwassers vielerorts aufgrund der räumlichen Abmessungen eines Grundwasserleiters mit der Durchflußtiefe ab (s. S. 91).

Die Durchlässigkeiten des Lockergesteins wurden in eigenen Laboruntersuchungen gemessen und werden in Abschnitt II 3. 2. diskutiert. Der unterirdische Abfluß wird mit dem mittleren Niedrigwasserabfluß (s. S. 67) gleichgesetzt; bedeutendere unterirdische Abflüsse im Lockergestein sind mit berücksichtigt.

Berechnungen zur Durchflußtiefe setzen voraus, daß der mittlere Niedrigwasserabfluß nicht von anderen Grundwasserreservoirs als dem interessierenden stammt; sie lassen sich daher nur für den Oberlauf von Flüssen (Leitzach, Leutasch, Ammer, Prien) oder für Flußabschnitte nach Abzug der Wasserführung im Oberstrom (Loisach) durchführen und sind für Vorfluter mit mani-

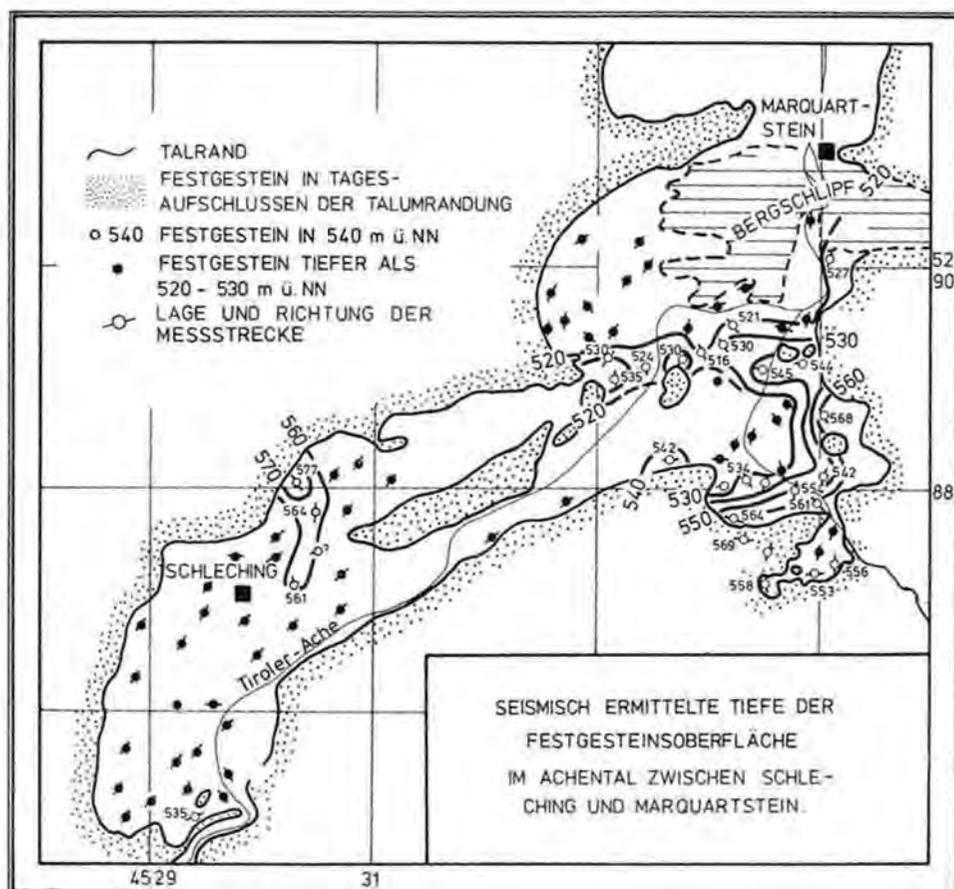


Fig. 22: Festgesteinsoberfläche unter quartären Lockergesteinen im Tiroler Achenal nach eigenen hammerschlagseismischen Untersuchungen.

pulierten Abflußverhältnissen (z. B. Speicherwirtschaft) nicht durchführbar. Die Ergebnisse sind in Tab. 9 dargestellt; sie werden mit den Ergebnissen des folgenden Abschnittes diskutiert.

3. 2. 3. Berechnung der Taltiefe nach glaziologischen Daten

Arbeiten von R. v. KLEBELSBERG (1913, 1914, 1935), E. EBERS (1939), O. GANSS (1967) und O. EROL (1968) enthalten Angaben zur Höhe und zum Höhenverlauf der Eisüberdeckung zur Zeit der Höchstvereisung, also zur Rißeiszeit. Die Neigung der Gletscheroberfläche bewegt sich demnach zwischen 1% und 7%.

Unter der Annahme einer weitgehenden Konstanz des Eisvolumens in ausgedehnten Abschnitten der Eisstromtäler und der Annahme, daß die Neigung der Gletscheroberfläche Ausdruck der Bewegungsgröße des Gletschers ist, kann im Wege eines Massenvergleichs zwischen Gebieten bekannten und solchen unbekanntem Eisvolumens ein roher Wert für die Mächtigkeit der rißeiszeitlichen Talverfüllung erhalten werden. Diese Mächtigkeit der rißeiszeitlichen Talverfüllung ist identisch mit der Mächtigkeit der quartären Talverfüllung (s. S. 35). Solche Vergleiche werden nach Möglichkeit nur für ausgedehntere Räume erstellt, weil man in ihnen eine einigermaßen homogene Stromliniendichte im Eisstrom voraussetzen darf.

Diesen Berechnungen wird die Kontinuitätsbedingung zugrunde gelegt (s. S. 42). Für die Veränderung der Bewegungsgröße des Eises, die sich in den angefüllten Fällen in kleinen Grenzen bewegt, wird eine quasi-lineare Beziehung zwischen Bewegungsgröße und Schubspannung mit der Verformbarkeit des Eises als konstantem Faktor angenommen (H. KÖRNER, 1964). Mit der Neigung der Eisoberfläche (i) als Ausdruck der Schubspannung ergibt sich die einfache Beziehung

$$F_1 \cdot i_1 = F_2 \cdot i_2 \quad (\text{die Indizes 1 und 2 beziehen sich auf die Vergleichsgebiete 1 und 2})$$

und mit der Höhe (H) und der Breite (B) der Abflußfläche (F_2)

$$H = \frac{F_1}{B} \cdot \frac{i_1}{i_2}$$

Der Quotient F_1/B ist eine sehr große Zahl, so daß kleinste Veränderungen im Ausdruck i_1/i_2 stark in die Berechnung der unbekanntem Eishöhe eingehen. Da die Kartierung der Eisoberfläche nach Lesesteinen und morphologischen Merkmalen nicht besonders genau ist und damit Gefällswerte für die Eisoberfläche ebenso ungenau sein müssen, darf vom Ergebnis einer solchen Berechnung nicht mehr als ein guter Orientierungswert erwartet werden.

Die Ergebnisse dieser Berechnungen weisen für die quartären Eisstromtäler durchschnittliche Mächtigkeiten von 200 bis 300 m aus (Tab. 10). Ein Vergleich zwischen durchflossener Tiefe der Talverfüllung (Tab. 9) und der gesamten Mächtigkeit der Talverfüllung (Tab. 10) zeigt, daß feinkörnige und zementierte Klastika in den Alpentälern ein besonders großes Volumen einnehmen müssen.

Diesen Berechnungen liegen die rißeiszeitlichen Eishöhen zugrunde. Die Berechnungsergebnisse zur Taltiefe und ihre gute Übereinstimmung mit entsprechenden geophysikalischen Berechnungen (Tab. 10) stützen die These, daß die quartäre Talverfüllung unter der heutigen Talhöhe nur riß- und würmeiszeitliche, wahrscheinlich keine mindeleiszeitlichen Sedimente enthält.

Tabelle 9: Durchflossene Mindesttiefen der Lockergesteinsfüllung von Alpentälern. Unterirdische Zu- und Abflüsse s. Tab. 15 und S. 75. Mittlerer Niedrigwasserabfluß (MNQ) nach dem DEUTSCHEN GEWÄSSERKUNDLICHEN JAHRBUCH, DONAU (1969); mittlere Durchlässigkeiten nach eigenen Laborversuchen (s. II, 3.2.). Klammerwerte bei MNQ = Abflüsse im Oberstrom von Grundwasserreservoirten.

Gewässer	Meßstelle	MNQ (m ³ /s)	unterird. Ab- fluß (+) und Zufluß (—) (m ³ /s)	mittlerer Durchlässig- keitsbeiwert in 10 ⁻³ (m/s)	mittleres Grundwasser- gefälle (‰)	mittlere Talbreite (m)	durchflossene Mindesttiefe (m)
Loisach	Eschenlohe	5,8 (—2,7)	+0,2	15	4	1125	49
Loisach	Schlehdorf	9,0 (—5,8)	—1,0	8	4	2500	28
Ammer	Oberammergau	1,1	+1,1	3	10	625	117
Leutasch	Mittenwald	1,4	—	8	3	750	78
Isar	Mittenwald	4,0	—	8	3	1000	167
Rottach	Rottach	0,08	—0,05	3	3	1000	14
Schlierach	Westenhofen	0,2	+0,1	1	7	750	57
Leitzach	Stauden	1,9	—	3	8	700	113
Prien	Hohenaschau	0,32	+0,5	3	10	350	78
Weißer Traun	Siegsdorf	2,0	—	~ 5	9	1250	36
Rote Traun	Wernleiten	0,7	+0,5	~ 3	8	1500	33
Ramsauer Ache	Ilsank	2,0	—	~ 5	13	375	82
Achtental	Staudach	11,7	—	7	7	1250	190

3. 3. Quartäre Sedimentabfolgen

Eine glaziale Sedimentabfolge ist durch die wiederholte Eisbedeckung eines Großgebietes nach unten und oben abgrenzbar. In ihren Sedimenten überwiegen klastische vor chemischen und organischen Sedimenten.

Die Gletschervorstöße erfolgten fingerförmig und in unterschiedlicher Geschwindigkeit. Eishauptströme eilten in ihrer Entwicklung im Früh- und Hochglazial den Eisnebenströmen voraus und zogen sich im Spätglazial langsamer zurück als der Eisnebenstrom. Das Eisstromnetz reagierte gleichsinnig und trotzdem differenziert auf Änderungen seines Gleichgewichtszustandes (H. GRAUL, 1953).

Tabelle 10: Mächtigkeit der quartären Talverfüllung, berechnet nach einem Massenvergleich des Eises und verglichen mit Ergebnissen der Seismik (H. REICH, 1954, 1960).

Gebiet	Vergleichsgebiet	Mittlere Mächtigkeit der Talverfüllung nach	
		Eismassenvergleich	Seismik
Ammertal			
Raum Graswang	Oberammergau	270 m	—
Loisachtal			
Raum Oberau	Staffelseegebiet	550 m	450—500 m
Eschenloher Moos	Staffelseegebiet	200 m	250 m
Murnauer Moos	Staffelseegebiet	50 m	60 m
Isartal			
Wallgau	Sylvensteinenge	210 m	—
Lenggries	Sylvensteinenge	300 m	300 m
Achentäl			
Schlechting	Marquartstein	300 m	—
Unterwössen	Marquartstein	200 m	—

In Eishauptstromtälern, die in ihrer Längsrichtung zudem glazial übertieft waren (s. S. 32), füllen die Moränen nach dem Gletscherrückzug die erodierte Hohlform im allgemeinen nicht ganz aus. Es kommt hier, wie auch in Talabschnitten, die durch Moränenwälle, Schuttkegel und Bergstürze abgeriegelt wurden, zur Bildung von Seen und in ihnen zur Ablagerung limnischer Sedimente: Es bilden sich Seetone und Seekreiden mit sandkörnigen Zwischenschaltungen. In diese Seebildungen greifen Deltasedimente einmündender Flüsse, aber auch Hangschuttbildungen in seitlicher Verzahnung ein. Die Seetone können im Hangenden mit Torfbildungen als Ausdruck einer Seeverladung abschließen. Über diese Seesedimente legen sich konkordant oder erosionsdiskordant fluviafile Vorstoßschotter als Vorläufer der nächsten Vereisung. In diesen Vorstoßschottern können ebenfalls Verlandungssedimente auftreten. Die vollständige Profilabfolge in Eishauptstromtälern lautet dann von oben nach unten (Fig. 23)

(Erosionsdiskordanz)

- A₂ fluviatile Kiese lokal mit limnischen Sedimentbildungen
 - B₂ Sande und Verlandungssedimente (Torfe) seitlich eingreifend: Hang- und Bachschutt
 - B₁ fossilführende Seetone und Seekreiden mit Deltasedimenten und Sandzwischen-schaltungen
 - A₁ Moränenmaterial mit fossilfreien Seetonen
- (Erosionsdiskordanz)

Sedimentbildungen der Art B treten nur in zeitweise abflußlosen Hohlformen, also unter Sonderbedingungen, auf, Sedimente der Art A sind dagegen fester Bestandteil einer Sedimentabfolge zwischen zwei Phasen der Eisüberdeckung.

In Eisnebenstromtälern, deren Abflußgeschehen durch den vorauseilenden Eisstrom im Haupttal beeinflusst wurde, ergibt sich eine Profilabfolge, in der feinklastische Sedimente überwiegen. Es kommt hier sowohl beim Gletschervorstoß als auch beim Gletscherrückgang häufig zur Bildung von Stauraumsedimenten (Fig. 24). Die Profilabfolge lautet von oben nach unten:

(Erosionsdiskordanz)

A₂ fluviatile Kiese und Sande mit zwischengeschalteten Seetonen und -kreiden

B₂ Sande und Verlandungssedimente (Torfe) seitlich eingreifend: Hang- und Bachschutt mit hohem Ton-/Schluffanteil

B₁ fossilführende Seetone

A₁ Moränenmaterial, wenig ausgeschlämmt, mit häufigen Einschaltungen von Lehm- und Sandbändern

(Erosionsdiskordanz)

QUARTÄRE SEDIMENTABFOLGE IN EISHAUPTSTROMTÄLERN

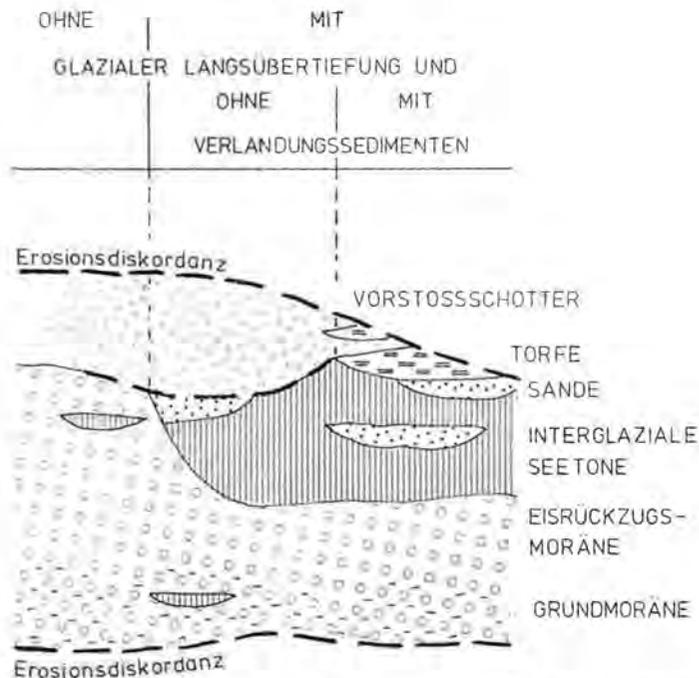


Fig. 23: Idealisierte Profilabfolge des Quartärs von Eishauptstromtälern. Unterbrochene Linie = Erosionsdiskordanz.

Im Eishauptstromtal sind würmeiszeitliche Sedimente der Art A wesentlich ärmer an Feinbestandteilen als jene im Eisnebenstromtal. Das hat auch zur Folge, daß diese Kiese im Eisnebenstromtal leichter verkitten als jene des Eishauptstromtales. Dies tritt besonders deutlich als Unterschied zwischen den würmeiszeitlichen Moränen des Ammertales und jenen des Loisachtales hervor.

Der unterschiedliche Anteil an Feinbestandteilen in den Kiesen von Eishaupt- und Eisnebenströmen hat verschiedene Ursachen:

- die Entwässerung im Eisnebenstrom wurde häufig durch den Eishauptstrom behindert;
- das Gesteinsvolumen im Eisnebenstrom im Verhältnis zur Eismasse war wesentlich höher als im Eishauptstrom. Daher wurden bei Gletscherrückzug die Kiese im Eishauptstromtal besser ausgeschlämmt als im Eisnebenstromtal;
- mit dem geringeren Gesteinsvolumen im Eishauptstrom waren auch die Bildungsbedingungen für Feinbestandteile im Gletschereis ungünstiger als im Eisnebenstrom.

Die rißeiszeitlichen Rückzugsmoränen in glaziär übertieften Tälern können dagegen auch in Eishauptstromtälern feinkörnig sein, wenn sie von den Schmelzwässern nicht ausgewaschen werden konnten.

Diese Schemata zur Sedimentabfolge werden durch die Morphologie und Hydrographie eines Sedimentationsraumes mannigfach variiert und weisen bei Auftreten von Interstadialen Repetitionen auf. Dennoch zeigen die Kornsummenbänder der Fig. 26—28, aber auch die Quartäraufschlüsse im Untersuchungsraum eindeutig höhere Feinkornanteile für Lockergesteine in Eisnebenstromtälern als für solche in Eishauptstromtälern.

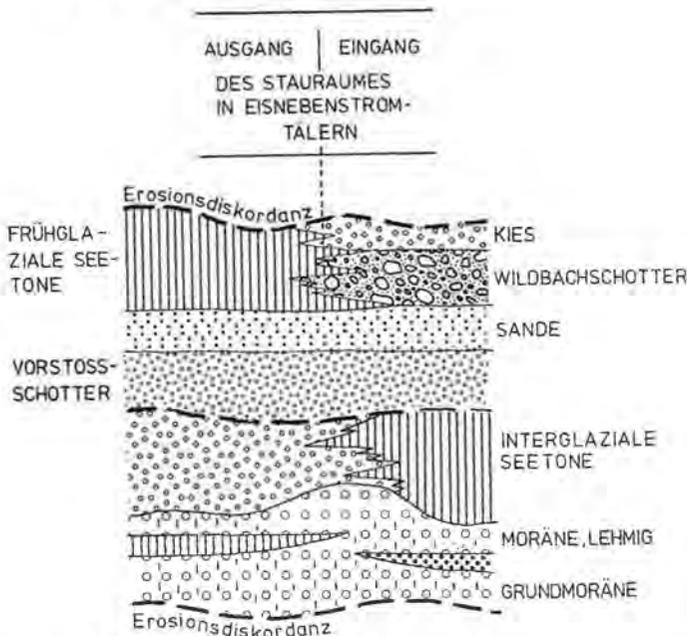


Fig. 24: Idealisierte Profilabfolge des Quartärs von Eisnebenstromtälern. Unterbrochene Linie = Erosionsdiskordanz.

Die Unterschiede in der Lockergesteinsausbildung von Eishaupt- und Eisnebenstromtälern ergeben sich qualitativ auch aus der unterschiedlichen Leistung von Wasserbohrungen in diesen Tälern (BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERVERSORGUNG UND GEWÄSSERSCHUTZ 1949—1973). Wenn auch die Brunnenleistung, ausgedrückt als spezifische Ergiebigkeit des Bohrbrunnens pro Meter der erschlossenen Grundwassermächtigkeit, kein exakter Wert ist — da in Grenzen variabel —, so ist er doch ein qualitativer Ausdruck für die Wasserwegsamkeit des erschlossenen Untergrundes. Die Brunnenleistung liegt in Eisnebenstromtälern ganz überwiegend unter $1 \text{ l/s} \cdot \text{m} \cdot \text{m}$; Ausnahmen hiervon machen das Tal der Weißen Traun und mit Einschränkung das Rottach- und Weißachgebiet. In Eishauptstromtälern liegt dagegen die Brunnenleistung fast immer weit über $1 \text{ l/s} \cdot \text{m} \cdot \text{m}$.

3. 4. Quartäre Sedimente und ihre seismischen Geschwindigkeiten der Longitudinalwelle

Als Alterskriterium quartärer Sedimente werden häufig Ausmaß der Verwitterung und Kompaktion, der Verwitterungsgrad der karbonatischen und kristallinen Geröllkomponenten und die verwitterungsbedingte Verlehmung der Kiese herangezogen, ohne immer ein objektives Maß für ein Sedimentalter darstellen zu können. So sind beispielsweise

- die frühwürmeiszeitlichen Kiese des Ilsenbergs (Schwaiganger bei Murnau) ähnlich stark verkittet wie die würmeiszeitlichen Moränen des Ammertales,
- die rißeiszeitliche Nagelfluh im Wahrbühel (Oberammergau) und die rißwürm-interglaziale Breccie „Auf der Wanne“ (Eschenlohe) weniger verwittert als die z. T. bis auf das Bindemittel verwitterte Nagelfluh des Frühwürms in Schlehdorf.

Ein weiteres Kriterium zur Klassifizierung von teilweise verfestigten Lockersedimenten in jung und alt ist ihre Klüftigkeit. Klüfte durchschlagen in der Nagelfluh von Eschenlohe (Auf der Wanne) bis zu 20 cm große Gerölle geradflächig, und Klüfte treten in den rißwürm-interglazialen Seetonen des Ilsenbergs auf. Die Klüfte sind in beiden Fällen gleich orientiert wie jene im umgebenden Festgestein. Die Klüftigkeit im Festgestein ist richtungsbestimmend für den Verlauf des Eisstromes und wird durch den Eisstrom besonders herausgearbeitet. Über dieses tektonisch vorgezeichnete Relief legen sich quartäre Lockersedimente, durch die sich die tektonisch-morphologischen Richtungselemente des Untergrundes im Zuge einer erneuten Eisüberdeckung auf dem Wege der Kompaktion durchpausen.

Das Maß der Kompaktion, nicht der Verkittung, des Lockermaterials kann in situ qualitativ durch die Bestimmung der seismischen Geschwindigkeit der Longitudinalwelle erfolgen (Tab. 11). So weisen kompaktierte Sedimente, wie

- die rißwürm-interglazialen Seetone am Ilsenberg seismische Geschwindigkeiten um 1900 m/s auf und
- die präwürmeiszeitlichen kiesigen Schluffe des Leitzachtales solche um 2200 m/s auf.

Dem stehen im Ammer-, Leitzach- und Wössner Tal spätwürmeiszeitliche bis holozäne, wenig kompaktierte Tone mit Geschwindigkeitswerten zwischen 1000 und 1500 m/s gegenüber.

E. VEIT (1973) gibt für die als würmeiszeitlich gedeuteten Seetone des Rosenheimer Beckens seismische Geschwindigkeiten von 1600 m/s an.

Kiese weisen je nach Lagerungsdichte und Wasserführung ebenfalls unterschiedliche seismische Geschwindigkeiten der Longitudinalwelle auf (Tab. 11):

- die präwürmeiszeitliche Nagelfluh am Wahrbühel (Oberammergau) 2000 m/s,
- die frühwürmeiszeitlichen Stauraumsedimente (s. S. 58) im Raum Ettal 1000 bis 1200 m/s,

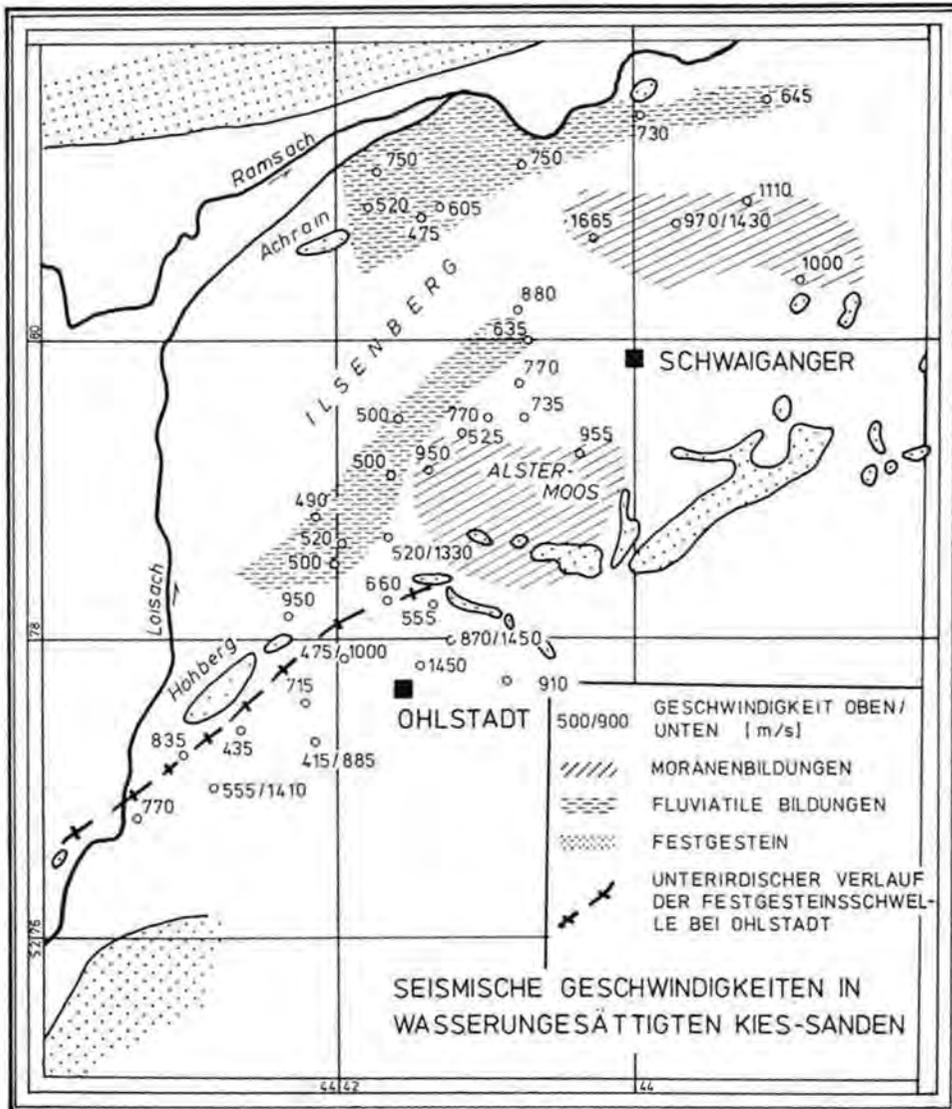


Fig. 25: Seismische Geschwindigkeiten, die Verbreitung von Moränen und von fluvialen Kiesen im Raum Ohlstadt—Schwaiganger. Orientierung der Profile s. Fig. 17.

— die von Moränenmaterial überlagerten Deltaschüttungen zwischen Stauden und Fischbachau 1400—1500 m/s.

Würmeiszeitliche, also nicht kompaktierte Moränen des Arbeitsgebietes weisen dagegen in grundwasserfreiem Zustand seismische Geschwindigkeitswerte zwischen 700 und 1100 m/s und würmeiszeitliche fluvioglaziale Kiese seismische Geschwindigkeiten zwischen 400—700 m/s auf. Aus Fig. 25 tritt der Zusammenhang zwischen der Verbreitung würmeiszeitlicher Kiese unterschiedlicher Entstehung mit der entsprechenden örtlichen Verteilung seismischer Geschwindigkeitswerte deutlich hervor.

Der Betrag der seismischen Geschwindigkeitswerte drückt vorrangig die Lagerungsdichte des Lockermaterials aus, nicht so sehr das Ausmaß seiner Verkittung. Die Lagerungsdichte des Lockermaterials ist durch die Sedimentationsbedingungen (lockeres fluviatiles Material, dichteres Moränenmaterial), aber auch durch die nachfolgende Belastung des Gesteins (würmeiszeitliches oder präwürmeiszeitliches Material) bestimmt.

Die Hammerschlagseismik bietet so erstmals und zunächst auf das Untersuchungsgebiet beschränkt die Möglichkeit, Sedimente nach jung (würmeiszeitlich) und alt, aber auch würmeiszeitliche Lockersedimente nach ihrer Entstehungsgeschichte zu unterscheiden. Diese Ansprache muß selbstverständlich mit einer gründlichen geologischen Geländearbeit verbunden werden, da sich die seismischen Geschwindigkeitsbereiche überlappen und so Fehlinterpretationen seismischer Geschwindigkeitswerte vermieden werden müssen. — Es ist ein besonderer Vorteil der hier aufgezeigten Arbeitsmethode, daß quartäre Sedimente nach Alter und Bildungsgeschichte großflächig und zur Tiefe hin verfolgt werden können. Entsprechende Untersuchungen aus Verbreitungsgebieten des Riß-Gletschers, die würmeiszeitlich eisfrei waren, wurden nicht durchgeführt.

3. 5. Pleistozän und Holozän

Die Eiszeiten sind episodische Erscheinungen des Quartärs. Der letzte Vereisungsabschnitt, die Würmeiszeit, wirkt sich bis ins Holozän aus; die Sedimente des Pleistozäns und des Holozäns sollen daher gemeinsam besprochen werden.

Seit der detaillierten Aufnahme der Höttinger Breccie im Inntal (R. v. KLEBELSBERG, 1935) und seit ihrer Erforschung durch den „Lepsius“-Stollen ist es belegt, daß die Alpentäler in den Interglazialzeiten eisfrei waren. Es sind in den Alpentälern demnach getrennte Zeugen der verschiedenen Eiszeiten zu erwarten. Diese treten in den Talzügen als Erosionsrelikte in Tagesaufschlüssen, aber auch flächig verbreitet unter letztglazialen Sedimenten auf.

Günz- und mindel-eiszeitliche Sedimente sind im Alpenraum noch schwieriger als im Alpenvorland altersmäßig anzusprechen.

3. 5. 1. Rißeiszeitliche und riß-würm-interglaziale Ablagerungen

Präwürmeiszeitliche Sedimente treten im Lech-, Ammer-, Loisach-, Isar-, Leitzach-, Inn- und Trauntal auf. Durchwegs handelt es sich um stark bis ganz verkittete, luckig verwitternde Nagelfluh, aber auch um kompaktierte, bindige Lockergesteine.

Der würmeiszeitliche Ammer-, Tegernseer-, Schliersee-, Leitzach-, Traun- und Saalachgletscher erreichte mit seinen Moränenwällen die rißeiszeitlichen Moränenwälle als Zeugen einer weiterreichenden Vereisung nicht. Diese rißeiszeitlichen Moränenwälle sind stärker verwittert und morphologisch sanfter ausgebildet als würmeiszeitliche Moränen.

Tabelle 11: Seismische Geschwindigkeitswerte und Alter quartärer Lockergesteine im Lech-, Ammer-, Loisach-, Leitzach-, Inn-, Achen- und Wössner Tal. Auswertungsergebnisse von rd. 800 selbst gemessenen seismischen Geschwindigkeitswerten. Geordnet nach Sedimentart und nach Sedimentalter.

Seismische Geschwindigkeitswerte von Kies: ohne Klammer = Kies in wasserungesättigter Bodenzone.

Seismische Geschwindigkeitswerte von Kies: mit Klammer = Kies als Grundwasserleiter.

Sedimentalter	Sedimentart	Seismische Geschwindigkeit (m/s)	Ort der Profile
Postwürm	Kies (fluviatil)	450—750 (1650—1950)	Loisachtal
Postwürm	Kies (fluviatil)	400—600 (1600—1700)	Ammertal
Postwürm	Kies (fluviatil)	400—700 (1600—1800)	Wössner Tal
Postwürm	Kies (fluviatil)	400—600 (1600—1800)	Leitzachtal
Postwürm	Kies (fluviatil)	400—500 (—)	Tiroler Achtal
Hochwürm	Kies (Moräne)	900—1100 (—)	Isartal (Höfen)
Hochwürm	Kies (Moräne)	950—1050 (1950—2100)	Loisachtal (Ohlstadt)
Hochwürm	Kies (verbackene Moräne)	700—1000 (1900—2100)	Ammertal (Altenau)
? Hochwürm	? Kies (Moräne)	800—900 (1900—2100)	Wössner Tal
Hochwürm	Kies (Moräne)	1000—1100 (1900—2100)	Leitzachtal (Fischbachau)
Hochwürm	Kies (Moräne)	1000—1100 (2000—2100)	Tiroler Achtal
Hochwürm	Kies (Moräne)	800—1000 (—)	Lechtal (Pfefferbichl)
Frühwürm	Kies (Nagelfluhähn.)	1400—1500 (2400—2700)	Loisachtal (Schwaiganger)
Frühwürm	Kies (verbacken)	1000—1200	Ammertal (Ettal)
Frühwürm	Kies	1400—1500	Leitzachtal (Stauden)
Frühwürm	Kies (Nagelfluh)	1500—1600	Isartal (Wackersberg)
Frühwürm	Kies (Nagelfluh)	1300—1500	Lechtal (Pfefferbichl)
Hochriß	Kies (Nagelfluh)	2000	Ammertal (Wahrbühel)
Hochriß	Kies (Nagelfluh)	2100—2400	Lechtal (Pfefferbichl)
Hochriß	Kies (Nagelfluh)	2200	Inntal (Biber)
Postwürm	Seetone, überwiegend tonige Gesteine	1100—1400	Ammertal (Weitmoos)
Postwürm	Seetone, überwiegend tonige Gesteine	1200—1500	Wössner Tal
Postwürm	Seetone, überwiegend tonige Gesteine	1100—1200	Leitzachtal
Riß/Würm-Interglazial	Seetone	1600—1900	Loisachtal (Ilsenberg)
Riß/Würm-Interglazial	kiesiger Schluff	2200	Leitzachtal (Bhf. Geitau)
Riß/Würm-Interglazial	n. b.	2500—2700	Wössner Tal
Riß/Würm-Interglazial	Seetone	2200	Isartal (Wackersberg)

Eine Profildolge für Eishauptstromtäler nach Fig. 23 enthält das glazial über-tiefte Loischtal. Am Ilsenberg, in Mühlhabing, am Heumoosberg und bei Ohl-stadt stehen riß-würm-interglaziale Seetone in einer erschlossenen Mächtigkeit von 60 m an, die die gleichen Kluftrichtungen wie das Festgestein aufweisen. In ihrem Hangenden treten die Schieferkohlevorkommen von Ohlstadt, Hechen-dorf und Großweil auf. Diese Seetone konnten hammerschlagseismisch unter Kiesen im Raum Schwaiganger nachgewiesen werden; ihr Auftreten wurde nachträglich in Straßenbauaufschlüssen bestätigt. Sie werden am Ilsenberg und in Schwaiganger von schwach verfestigten und angewitterten Vorstoßschottern der Würmvereisung überlagert. Diese Vorstoßschotter weisen, wie alle fluvi-glazialen Kiese (K.-P. SEILER, 1973) ein schmales Kornsummen-band auf (Fig. 26); zudem führen sie autochthone Schieferkohleflözchen.

Die gleichen Seetone wie am Ilsenberg sind im Raum Farchant-Eschenlohe durch Bohraufschlüsse der Wasserwerke der Landeshauptstadt München (A. LOHR, 1967) in topographisch tieferer Lage erschlossen worden. Sie verzahnen

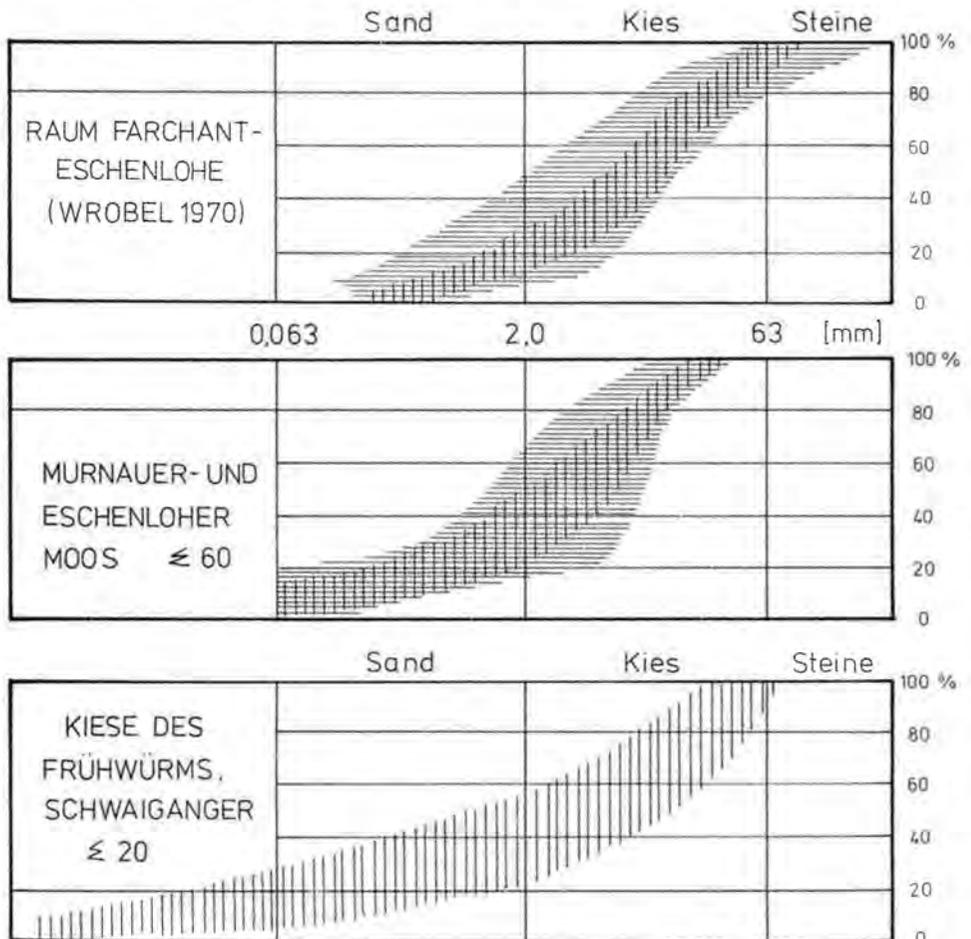


Fig. 26: Kornsummenbänder von Kies aus dem Oberen Loischtal. Waagrechte Schraffen = Moränen, senkrechte Schraffen = fluvioglaziale Kiese.

sich südlich von Farchant mit fluviatilen Kiesen und enden an ihrer heutigen Oberkante mit Sandablagerungen, sie führen keine Verlandungssedimente. Diese Seetone werden von würmeiszeitlichen Moränen vermutlich erosionsdiskordant überlagert.

Die Basis der Seetone ist im Oberen Loisachtal nicht erschlossen worden; unter den Seetonen müssen jedoch grobkörnige Lockersedimente liegen, die den Grundwasserleiter für jene Raibler Wässer bilden, die in großer Menge und 10° C warm (Grundwassertemperatur in 20 m Tiefe 8,1° C nach eigenen langjährigen Messungen im Eschenloher Moos) bei Eschenlohe aus der Tiefe aufstoßen. Diese basalen Kiese entsprechen einer Grund- und/oder Rückzugsmoräne der Reißvereisung. Eine ähnliche Profilabfolge wie im Loisachtal beschreiben J. NIEDERMAYER (1936) aus Tagesaufschlüssen des Raumes Mittenwald und P. SCHMIDT-THOMÉ (1955) aus Bohraufschlüssen von Teilen des alpinen Isartals nördlich der Sylvensteinenge. Dagegen besteht die vorwürmeiszeitliche Füllung des Ammertales im Schluchtprofil zwischen Oberau und Ettal aus Kiesen, die z. T. so stark verkittet sind, daß sie nicht mehr in ihrer Gesamtheit wasser-durchlässig sind. Dieses Schluchtprofil ist sicher nicht repräsentativ für die quartäre Profilabfolge im gesamten Ammertal; es bleibt die Frage unbeantwortet, ob der Unterschied zwischen der Mächtigkeit der quartären Talverfüllung (Tab. 10) und der Mächtigkeit des quartären Grundwasserleiters (Tab. 9) durch undurchlässige, feinkörnige oder grobkörnige, verkittete Sedimente bedingt ist.

Die fluviatilen und limnischen Sedimente in den Tälern verzahnen sich mit Hang- und Bachschutt aus der Festgesteinsumrandung des Talrandes. Der Hang- und Bachschutt besteht aus brecciösen Lockergesteinen, die kalzitisch verkittet sind und reliktsch erhalten vorkommen. Entstehungsmäßig fallen sie in eine

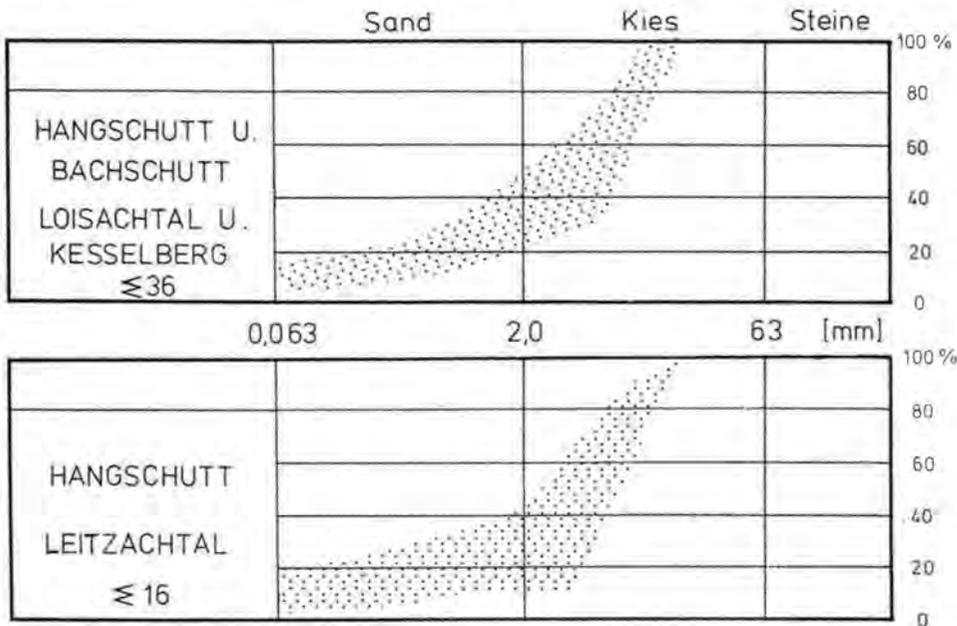


Fig. 27: Kornsummenbänder von Hang- und Bachschuttbildungen im Loisach- und Leitzachtal und vom Fuße des Kesselbergs.

Interglazialzeit und werden aus dem Verwitterungsschutt des umgebenden Festgesteins aufgebaut. Das bekannteste dieser Hang- und Bachschuttvorkommen im Untersuchungsgebiet stellt die Hochlandbreccie im Raum Mittenwald dar,

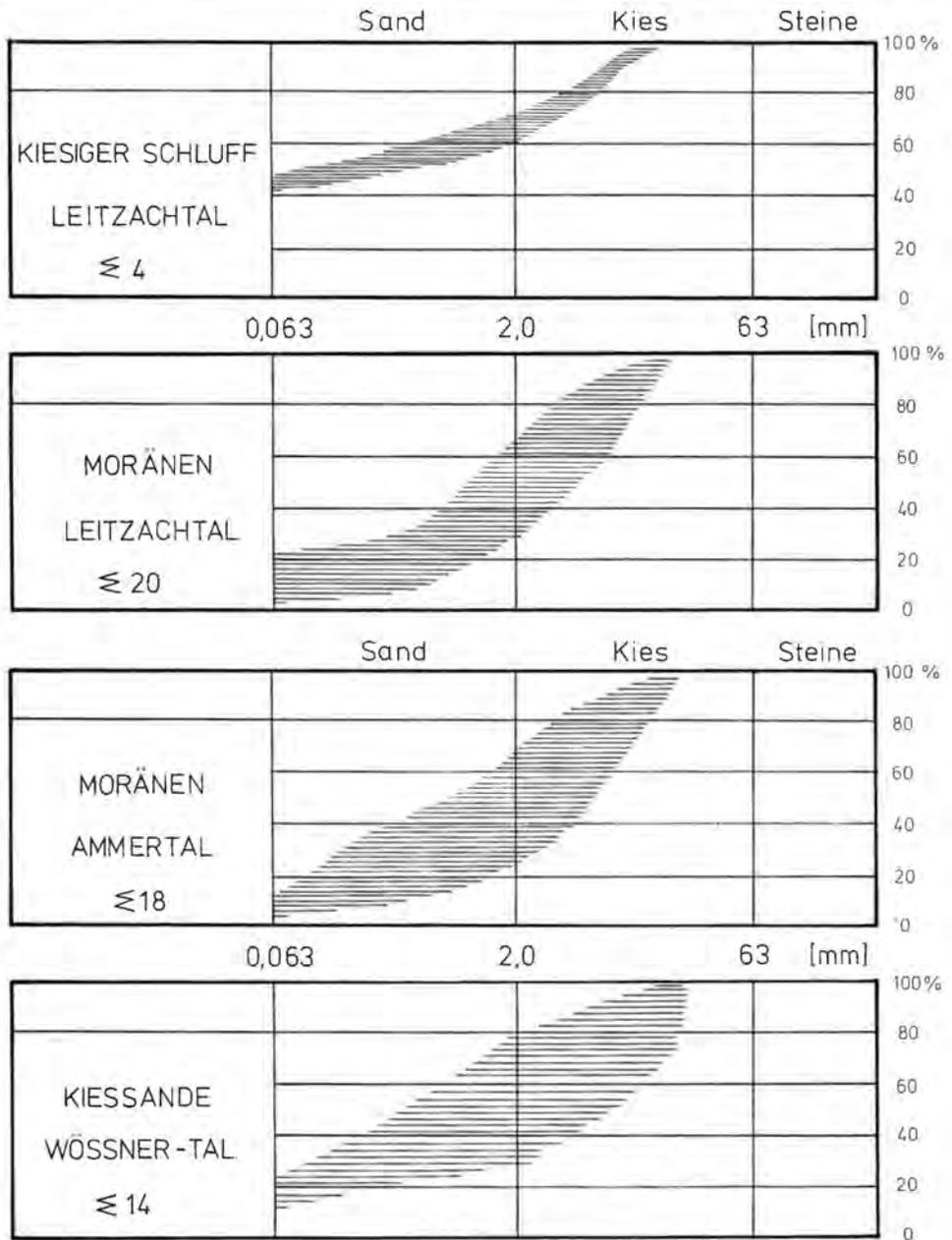


Fig. 28: Kornsummenbänder würmeiszeitlicher und holozäner Kiese aus dem Leitzach-, Ammer- und Wössner Tal.

die von A. PENCK (1925) in das Mindel-Riß-Interglazial, von H. WEHRLI (1928) in das Riß-Würm-Interglazial gestellt wird. Die verfestigte Krumplehner-Breccie am Rande des Leutaschtales verzahnt sich mit Seetonen des Talgrundes. Sie ist riß-würm-interglazialen Alters (H.-J. SCHNEIDER, 1953 b). Zeugen von Bachschuttkegeln liegen im Raum Inzell am Frillensee (W. EHRHARDT, 1931), im Leitzachtal, hier erstmals am Geitauer Berg nachgewiesen, im Isartal am Seinsbach, im Leutaschtal am Berglenbach, im Loisachtal „Auf der Wanne“ und im Ammertal westlich Oberammergau. Alle diese Vorkommen sind nur Relikte einer präwürmeiszeitlichen Schuttummantelung, die in ihrem Ausmaß bedeutender als die heutige Schuttummantelung der Berge war (W. EHRHARDT, 1931). Die Rißeiszeit hinterließ offensichtlich ein Gebiet höherer Reliefenergie als die Würmeiszeit; der glaziale Tiefenschurf war rißeiszeitlich bedeutender als würmeiszeitlich.

All diese präwürmeiszeitlichen Lockersedimente sind in grundwasserfreien Gebieten gut von würmeiszeitlichen Sedimenten zu trennen. So konnteammerschlagseismisch erstmals nachgewiesen werden, daß der Sockel des Heumoosberges im Murnauer Moos weitgehend aus riß-würm-interglazialen Seetonen aufgebaut wird und die kiesigen Schluffe des Leitzachtales (Bahnhof Geitau) wahrscheinlich präwürmeiszeitliche Bildungen darstellen. Diese Lockersedimente sind jedochammerschlagseismisch im grundwasserführenden Bereich nicht immer zweifelsfrei von jüngeren Kiesen zu unterscheiden.

3. 5. 2. Würmeiszeitliche und holozäne Ablagerungen

Wie in der Rißeiszeit bilden Lech-, Loisach-, Isar-, Inn-, Achen- und Salzachgletscher die Eishauptströme. Ammer-, Tegernseer-, Schliersee-, Leitzach-, Aschau-, Traun- und Saalachgletscher Eisnebenströme. Von wenigen Ausnahmen abgesehen überdecken weder die über- noch die untergeordneten Eisströme das Ausbreitungsfeld der rißeiszeitlichen Gletscher in vollem Umfang.

Die Eishauptströme eilen in ihrer Entwicklung den Eisnebenströmen voraus und führen so zur Plombierung von Nebentälern im Alpeninneren (Pöllattal, Ammerlängstal, Lahnwiesertal, Eschenlaintal, Jachtal u. a.) oder behindern nach ihrem Austritt aus den Alpen ins Vorland die Abflußverhältnisse der kleineren Alpentäler (Ammertal, Tegernseer Tal, Leitzachtal, Tal der Roten und der Weißen Traun). In den Eishauptstromtälern ist eine Sedimentabfolge des Typs Fig. 23, in den Nebentälern und deren Nebentälchen eine Sedimentabfolge des Typs Fig. 24 festzustellen.

Es soll hier nicht die Rede von Stadialen oder Terrassenbildungen sein, sondern nur von durchlässigen und undurchlässigen Lockermaterialien in ihrer Eigenschaft als hydrogeologische Körper.

Dem Verlauf der Moränenoberfläche nachammerschlagseismischen Daten wird hier ein größerer Raum gewidmet, da sein sichtbares und unsichtbares Auf und Ab nicht nur vom Gleichgewichtszustand des vorrückenden und schmelzenden Eisstromes abhängt, sondern auch vom Raumdargebot im Taluntergrund, der das Moränenmaterial aufnimmt. Dieses ist wesentlich durch die Lage von Trögen und Schwellen im Taluntergrund, also Änderungen in der Talbreite und der Taltiefe bestimmt.

Im folgenden soll ein loser, aber charakteristischer Zusammenhang zwischen der Morphologie des Taluntergrundes und der Morphologie der Moränenoberfläche aufgezeigt werden. Hydrogeologisch ist dieser Zusammenhang wesentlich zur ungefähren Abgrenzung von Grundwasserbecken. Moränenablagerungen weisen überdies eine gleichmäßiger flächige Verbreitung auf als fluviatile Bil-

dungen in ihrer Verzahnung mit limnischen Sedimenten; sie sind somit als hydrogeologisch interessante Körper in ihrer Verbreitung im Taluntergrund zu erfassen.

Im Loissachtal bei Oberau folgen über riß-würm-interglazialen Seetonen und Sanden kiesige Moränen mit breitem Kornsummenband (Fig. 26). Darüber liegen Seetone als Füllung einer nach dem Gletscherrückzug zurückgelassenen, abflußlosen Hohlform. Im Hangenden dieser Seetone treten fluviatile Kiese mit typisch schmalen Kornsummenband in Verzahnung mit jüngeren Seetonen und Torfen auf (Fig. 26). Diese oberen Kiese sind Teil eines Entwässerungssystems, das mit dem Aufbau des Schuttkegels der Eschen- und Urlaine bei Eschenlohe wiederholt behindert wurde und verlandete, daher reich an Tonsedimenten und Torfeinschaltungen ist. Schließlich baute sich die Loisach über den Schuttkegel der Eschenlaine hinweg stromabwärts als Inselfluß ins Eschenloher und Murnauer Moos vor.

Im Eschenloher und Murnauer Moos hinterließ der Loissachgletscher ebenfalls eine morphologisch abflußlose Mulde mit dem sogenannten Murnauer See. Über Moränen, die nach Aufschlüssen bei Ohlstadt sehr grobkörnig ausgebildet sind (Fig. 26), treten im Eschenloher Moos fluviatile Kiese auf, deren Kornsummenband ebenfalls in Fig. 26 dargestellt ist. Diese fluviatilen Kiese, die in den See eingespeist wurden, verzahnen sich nordwärts zunehmend mit Seetonen, die im Murnauer Moos das ganze Profil einnehmen dürften. So führen in diesem Gebiet nicht nur die sichtbaren Festgesteinsauftragungen des tieferen Untergrundes als Teil einer unterirdischen Schwelle zu einer Querschnittsverengung. Auch die nordwärts zunehmend tonige Ausbildung der Beckenfüllung trägt zu einer Abnahme des Durchflußquerschnittes für das Grundwasser bei.

Der Murnauer See ist heute verlandet; die Torfe als Verlandungssedimente werden z. T. über 15 m mächtig (nach Aufschlußbohrungen des Autobahnortes München) und verzahnen sich allseitig mit Schluffen und Kiesen. Aber auch 6 bis 7 m tiefe, sedimentfreie Räume sind durch Handbohrungen unter Schwingrasen erlotet (zwischen Weghaus- und Schmatzer Kögel, Latschensee, Rollischsee). Wo die Torfdecke über den sedimentfreien Räumen aufgerissen ist (Latschensee), zeigt ein solcher Wasserkörper den gleichen Spiegelgang wie die Vorflut, er kommuniziert mit ihr.

Den Übergang zwischen Oberauer und Eschenloher Gebiet bildet die Eschenloher Schwelle, die durch den Verlauf eines kompaktierten Lockermaterials, wahrscheinlich eine Moränenoberfläche, nachgezeichnet wird (Fig. 16). Es ist dies keine Endmoräne des Schlernstadiums, die weiter im Norden (J. NIEDERMAYER, 1936) im Murnauer See zu suchen ist. Vielmehr handelt es sich um einen Moränenschleier, der die unterirdisch verlaufende Eschenloher Schwelle großzügig nachzeichnet.

Mit dem Eisrückzug stehen der Ohlstädter Bergsturz, aber auch die Hang- und Bachschuttbildungen entlang der Talränder in Verbindung. Der Ohlstädter Bergsturz scheint kurz nach dem Schlernstadium auf den Gletscher niedergegangen zu sein. Dies deutet sich in den Sedimenten der Eisrandzerfallsbildungen im Raum Ohlstadt-Schwaiganger an, die ausschließlich aus kantigem, kalkalpinem Material mit sehr wechselnder Korngröße bestehen, also auf eine nahegelegene kräftige Schuttquelle hinweisen.

Das Kornsummenband der Hang- und Bachschuttbildungen für das Loissach- oder Kesselberggebiet zeigt Fig. 27. Es sind dies splittrige bis kantengerundete Kiese mit einem großen Maximum der Kornverteilung in der Kiesfraktion, einem untergeordneten, zweiten Maximum im Ton-Feinsand-Bereich.

Im Isartal zwischen Sylvenstein und Bad Tölz treten von Süd nach Nord mit zunehmender Tiefenlage ihrer Oberfläche Seetone auf, deren Einstufung als riß-würm-interglaziale, würmfrühglaziale oder würmspätglaziale Bildungen nicht zweifelsfrei erfolgen konnte (P. SCHMIDT-THOMÉ, 1955). Hier sind wiederholte Gletschervorstöße während des Gletscherrückzuges, aber auch Behinderungen im Abflußgeschehen durch seitlich ins Isartal vorgebaute Schuttkegel aufgetreten und haben für Repetitionen in der Schichtfolge der Eishauptstromtäler gesorgt. Die Talverfüllung ist überwiegend grobklastisch ausgebildet.

Das Ammertal wurde durch den vorausseilenden Loisach-Eisstrom in seiner alten Entwässerungsrichtung, die über Ettal nach Oberau führte, behindert. So bildeten sich im Bereich der alten Mündung der Ammer ins Loisachtal (bis ca. 870 m ü. NN) mittelkörnige Stauraumsedimente, die vom Loisach- ins Ammertal geschüttet wurden, leicht verbacken sind und im Ettaler Sattel sichtbar von Moränen des Loisachgletschers überlagert werden. Einen Ausschnitt über diese Sedimentabfolge gibt auch der Bohrbrunnen Ettal, der nahe des Ettaler Sattels steht (A. LOHR, 1967):

- 0— 22,5 m u. Fl. Kies, z. T. mit Blöcken
- 26,4 m u. Fl. Feinkies
- 28,2 m u. Fl. gelbgrauer Ton
- 30,7 m u. Fl. Grobkies mit Blöcken
- 31,4 m u. Fl. grauer Ton
- 34,8 m u. Fl. Grobkies mit Blöcken
- 53,4 m u. Fl. grauer Ton
- 60,9 m u. Fl. Grobkies, lehmig mit Blöcken
- ab 60,9 m u. Fl. Hauptdolomit

Stromaufwärts des Ammerlängstales (zwischen Ettal und Linderhof) werden zunehmend gröberklastische Vorstoßschotter erwartet.

Die Vorstoßschotter werden von Moränen, im Bereich des Kohlbaches bei Graswang von stark verlehmt Grundmoräne überdeckt. Im Kohlbachtal selbst bildet diese Grundmoräne den Stauhorizont für das hängende Grundwasservorkommen in den überlagernden Bergsturzmassen.

Feinkörnige Moränen treten im Raum Altenau in Wechsellagerung mit Feinsanden und Schluffen auf. Sie sind auf Grund ihres hohen Feinkornanteils zum Teil verkittet und geben durch ihr breites Kornverteilungsband (Fig. 28) Zeugnis von einem behinderten Entwässerungssystem.

Auf Grund der seismischen Geschwindigkeiten für Moränenmaterialien, im Unterschied zu fluviatilen Bildungen, ist in Fig. 29 der Verlauf der Moränenoberfläche für das Ammertal dargestellt. Im Raum Graswang—Ettal kann keine Moränenoberfläche nach seismischen Daten dargestellt werden, da hier die Geschwindigkeitswerte von 1000 bis 1200 m/s als Moränenmaterialien und auch als Staubeckensedimente des Frühwürms gedeutet werden können.

Im Raum Graswang—Linderhof verläuft die Moränenoberfläche wenig tief unter Flurhöhe. Von der unterirdischen Festgesteinsschwelle bei Oberammergau (s. S. 39) fällt diese Moränenoberfläche nach Norden in Richtung Pulvermoos (zwischen Ober- und Unterammergau), nach Süden in Richtung Weitmoos zur Tiefe hin ab. Erneut wölbt sich diese Moränenoberfläche bei Unterammergau über eine unterirdische Festgesteinsschwelle aus Reiselsberger-Sandstein, die quer zum Ammertal verläuft.

Zwischen Ober- und Unterammergau bildet die Moränenoberfläche eine morphologisch abflußlose Hohlform aus, in die sich gebündelt die Schuttkegel zwischen Großer Laine und Wahrbühel einschieben. Die Tatsache, daß praktisch alle Nebenbäche aus der Flyschumrandung hier bei ihrem Übertritt ins Lockergestein versiegen und Talquellen in diesem Gebiet selten sind, weist die dortige Talfüllung über der Moränenoberfläche als durchlässig, wahrscheinlich grobklastisch aus. Auch bildet die Ammer, die tief in dieses Gebiet eingeschnitten ist, hier einen echten Vorfluter (Fig. 42), d. h. es besteht über sie ein direkter, wechselseitiger Austausch zwischen Grund- und Oberflächenwasser. Den Abschluß der Verfüllung des Pulvermooses bilden Verlandungssedimente.

Zwischen Ettaler Mühle und Oberammergau liegt die vertorfte Ebene des Weitmooses, an deren Südrand die Quellen der Kleinen Ammer entspringen. Hier war postwürmglazial ein See vorhanden, der von der Moräne am Ettaler Sattel und jener über der Festgesteinsschwelle von Oberammergau abriegelt war und mit dem nördlich gelegenen Pulvermoos in loser Verbindung stand. Junge Tone, die von oben tief unter die Grundwasseroberfläche hinabgreifen, sind hier sowohl aus Bohraufschlüssen, als auch von der Hammerschlagseismik her bekannt. Das Profil des Bohrbrunnens der Gemeinde Oberammergau im Weitmoos gibt einen Ausschnitt aus dieser Sedimentabfolge wieder. Es zeigt von oben nach unten:

- 0 — 6,0 m u. Fl. Torf, schwarzbraun
- 9,0 m u. Fl. Seeton, grau
- 11,0 m u. Fl. Kies, mittelkörnig, grau
- 11,2 m u. Fl. Feinsand, grau
- 13,0 m u. Fl. Kies, grau
- 15,0 m u. Fl. Seeton, grau
- 16,1 m u. Fl. Sand, grau
- 20,0 m u. Fl. Seeton, grau

Zusammenfassend gesehen sind im Ammertal stromabwärts des Rahnbauern (zwischen Graswang und Ettaler Mühle) Lockersedimente mit hohem Feinkornanteil zu erwarten. Sie sind bereits in zwei Bohrbrunnen erschlossen worden. Stromaufwärts des Rahnbauern werden gröberkörnige Lockermaterialien vermutet. Diese Annahme stützt sich auf eigene geologische Geländebeobachtungen, auf die Auswertung hammerschlagseismischer Erhebungen, und sie wird durch isopenhydrologische Untersuchungsergebnisse zudem gestützt (s. S. 100).

Im Leitzachtal und Aurachtal deuten Deltasedimente und Seetone im Raum Stauden—Fischbachau auf eine behinderte Entwässerung des Leitzachtalgletschers. Diese Stauraumsedimente sind kompaktiert und von würmeiszeitlicher Moräne überlagert. Mit dem Gletscherrückzug wurde ein Moränenschleier über das Vereisungsgebiet gezogen, der die Morphologie des Untergrundes großzügig nachzeichnet (Fig. 30); das Obere Leitzachtal zwischen Ursprungpaß und Bayrischzell ist dagegen bis zur heutigen Talhöhe mit Moränenmaterial aufgefüllt. In Einmündungen dieser Moränenoberfläche sind Stauraumsedimente in Verzahnung mit Hang- und Bachschuttbildungen zu erwarten und lokal durch entsprechende seismische Geschwindigkeitswerte belegt.

Die heutige Oberfläche des Leitzachtales bilden Vertorfungen, Hoch- und Niedermoore.

Die Behinderung der Entwässerung des Leitzachtales dürfte postglazial auch durch den Bergsturz bei Stauden mitbeeinflusst worden sein. Die Bergsturzmasse besteht aus Raibler-Kalken des Tracher Berges und überlagert die See-

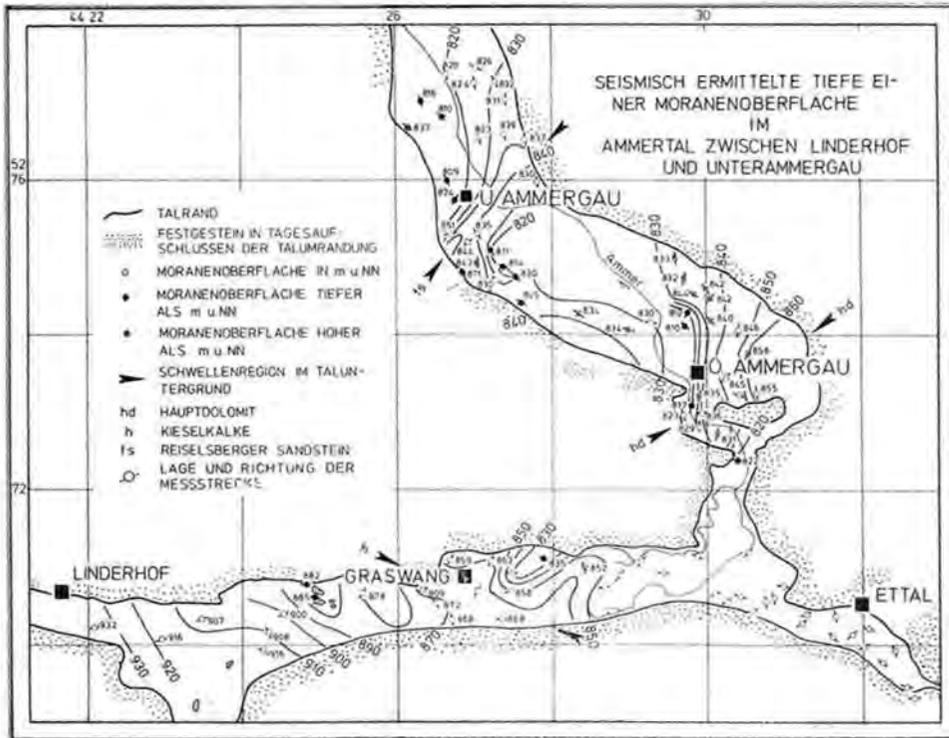


Fig. 29: Eigene hammerschlagseismische Untersuchungsergebnisse zum Verlauf der Moränenoberfläche im Ammerlängs- und -quertal.

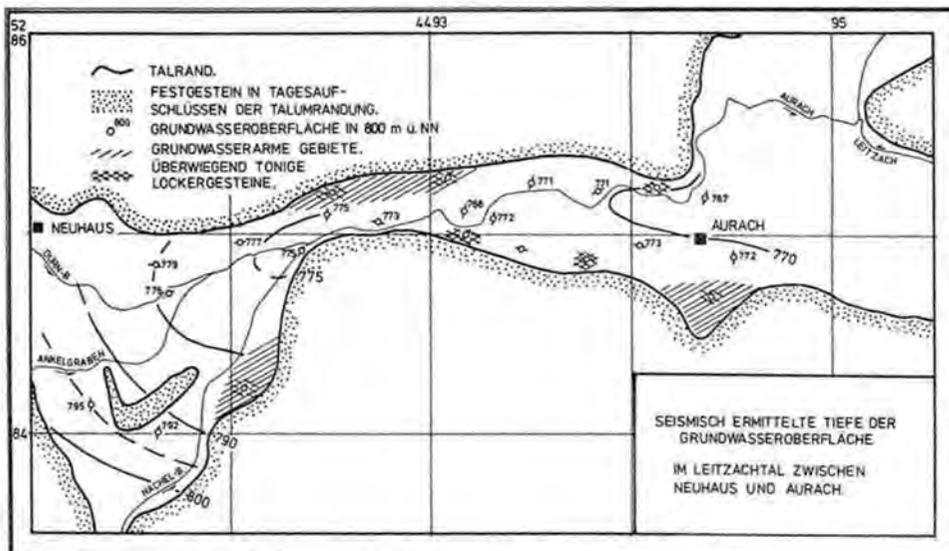


Fig. 30: Verlauf einer Moränenoberfläche unter quartären Kiesen im Leitzachtal nach eigenen hammerschlagseismischen Untersuchungen.

tone und Deltabildungen im Raum Stauden. Der Bergsturz ging mit dem Rückzug des Leitzachgletschers ab; Aussparungen in der Bergsturzmasse können nur durch langsam abschmelzendes Toteis unter ihr erklärt werden.

Das Kornsummenband der glazialen und fluvioglazialen Kiese des Leitzach- und Aurachtales zeigt Fig. 28; die Kornverteilung der Hangschuttbildungen dieses Raumes, die überwiegend am Südrand des Leitzachtales auftreten, zeigt Fig. 27.

Im Tal der Tiroler Ache mit dem Wössner Tal sind keine Moränenbildungen in morphologisch charakteristischer Ausbildung vorhanden. Auch fehlen gute quartärgeologische Aufschlüsse. Nur in den Hochlagen der Talumrandung treten quartäre Sedimente mannigfaltig und in großer Zahl auf.

Das Wössner Tal als Eisnebenstromtal zum Tiroler Achental weist im Raum Oberwössen und Neuschmied in hammerschlagseismischen Profilen und Bauaufschlüssen eine Wechselfolge von jungen Tonen und Kiesen auf. In den Bachschuttkegeln der Talumrandung überwiegen Kiese vor Tonen (Hinterwössen, Oberwössen), in Talmitte und in Richtung Talausgang Tone vor Kiesen (Brem, Stückmühle).

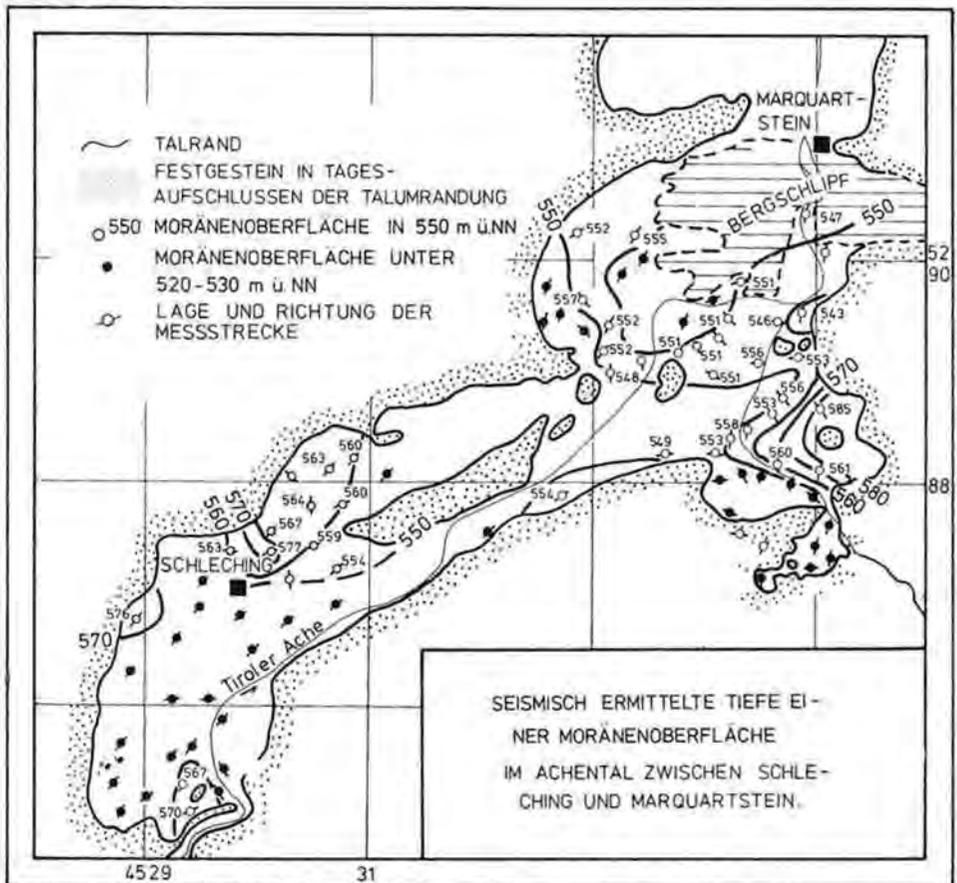


Fig. 31: Verlauf einer Moränenoberfläche unter quartären Lockergesteinen im Tiroler Achental zwischen Schleching und Marquartstein nach eigenen hammerschlagseismischen Untersuchungen.

Die feinklastische Quartärausbildung in Tagesaufschlüssen des Raumes Unterwössen hängt mit dem Bergschliff von Marquartstein zusammen (Fig. 31). Dieser Bergschliff hat die Entwässerung des Tiroler Achantales im ausgehenden Pleistozän ganz wesentlich behindert.

Die Moränenoberfläche im Tiroler-Achantal (Fig. 31) zeichnet in den hammer-schlagseismischen Profilen erwartungsgemäß die unterirdischen Festgesteins-schwellen bei Mühlau und Raiten-Unterwössen nach. Ihr Verlauf zeigt aber auch für die Ausräumungszonen bei Schleching und südlich Marquartstein fluviatil-limnische Bildungen in über 30 m Mächtigkeit über Moränen an. Kiese aus fluviatil-limnischen Bildungen sind im Raum Raiten—Mooshäusl in Kiesgruben und Anrissen aufgeschlossen und fallen durch ihr feines Korn und ihren hohen Anteil an roten Sandsteingeröllen (Skyth) auf. Seitlich verzahnen sie sich mit Bachschuttbildungen.

Zur heutigen Geländehöhe hin und in begrenzter Verbreitung deutet sich in den hammerschlagseismischen Profilen und Bauaufschlüssen eine Wechselfolge von jungen Tonen und Kiesen an. Welche Gesteinskomponente überwiegt, muß aus Mangel an Tagesaufschlüssen unbeantwortet bleiben. Die Bildung dieser feinkörnigen Klastika hängt mit dem Bergsturz von Marquartstein (O. GANSS, 1967) zusammen. Er tritt als morphologisch besonderes Element im Raum Unterwössen—Marquartstein auf und nimmt nicht näher bestimmbare Teile der Füllung des Troges zwischen Unterwössen und Marquartstein ein.

II. HYDROGEOLOGIE

1. Trockenwetterganglinien

Als Trockenwetterganglinie der Abflüsse (Trockenwetterabflüsse, TWA) wird der aus der natürlichen Rücklage eines Einzugsgebietes stammende Gang der Oberflächenabflüsse in niederschlagsarmen Perioden bezeichnet (DIN 4049). Die natürliche Rücklage eines Einzugsgebietes entstammt Reservoiren wie dem Fest-, dem Lockergestein, der Schnee- und Eisdecke, Seen oder der oberflächen-nahen Verwitterungszone mit ihrer Pflanzendecke — also Bereichen mit niedrigen Transportgeschwindigkeiten des Wassers. Diese Reservoire behindern den raschen Abfluß der Niederschläge; sie wirken sich ausgleichend auf das Abfluß-geschehen aus. Der Gang des Trockenwetterabflusses wird in der Exponential-funktion (M. E. MAILLET, 1904)

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

Mit Q_0 Abfluß zur Zeit t_0 und Q_t Abfluß zur Zeit t

durch den konstanten Faktor α (sec^{-1}) charakterisiert. Je kleiner die Konstante α , um so stärker dämpfen Reservoire im Einzugsgebiet die Amplitude des Abflußgeschehens. Dies ist im Zusammenhang mit Bewirtschaftungsproblemen von Grundwasservorkommen wissenschaftlich wertvoll für eine genaue Vorhersage des Abflußgeschehens in Trockenzeiten.

Die Charakterisierung des Abflußgeschehens eines Reservoire durch eine Konstante setzt voraus, daß die meteorologischen Einwirkungen auf das Reser-voir überall gleichzeitig und unabhängig von dessen Ausgangsbedingungen erfol-

gen und daß im Abflußgeschehen die Reaktion des Reservoirs unabhängig von der Lage des Beobachtungsortes am Vorfluter repräsentativ ist. Diese Voraussetzungen treffen im allgemeinen nur angenähert, jedoch hinreichend genau zu.

Wirken in einem Einzugsgebiet mehrere Reservoirs auf das Abflußgeschehen ein, so ist der Trockenwetterabfluß in seinem zeitlichen Verlauf durch mehrere aufeinanderfolgende α -Werte und/oder eine Mittelbildung über mehrere α -Werte charakterisiert (s. u., und H. SCHOELLER, 1965).

1. 1. Trockenwetterabfluß im Murnauer und Eschenloher Moos

Im Murnauer und Eschenloher Moos und seiner Umrahmung wird vom Verfasser seit 1970 das Abflußgeschehen von sechs kleineren Einzugsgebieten ($90 \text{ km}^2 > F_n > 12 \text{ km}^2$) beobachtet (Fig. 33). Für diese Flußpegelaufzeichnungen sind die Trockenwetterabflußlinien in Fig. 32 in halblogarithmischem Maßstab für den Beobachtungszeitraum 1970—1974 dargestellt. Die α -Werte, die Steigung für die linear verlaufenden Kurvenstücke enthält Tab. 12 A; sie lassen sich zu vier Gruppen zusammenfassen:

- Tab. 12 A Sp. 1 Abflüsse aus Grundwasserleitern in Lockergesteinen ohne Oberflächenabflüsse aus der alpinen Talumrandung;
- Tab. 12 A Sp. 2 Abflüsse aus Grundwasserleitern in Lockergesteinen mit unmittelbarer Beeinflussung des Abflußgeschehens durch die alpine Talumrandung;
- Tab. 12 A Sp. 3 Einzugsgebiete ohne bedeutende Lockergesteinsreservoirs und mit hoher Reliefenergie im Kalkalpin und/oder Flysch;
- Tab. 12 A Sp. 4 vertorfte Talebenen.

Die Ramsach an der Meßstelle Plaicken zeigt in ihrem α -Wert (Sp. 2 in Tab. 12 A) die gleichzeitige Wirkung zweier Reservoirs, jenes des Lockergesteins ohne Oberflächenabflüsse aus der Talumrandung und jenes des Festgesteins an. In der unterstromig gelegenen Meßstelle Ramsach Hartsteinwerk treten dagegen beide Wirkungen zeitlich getrennt voneinander auf.

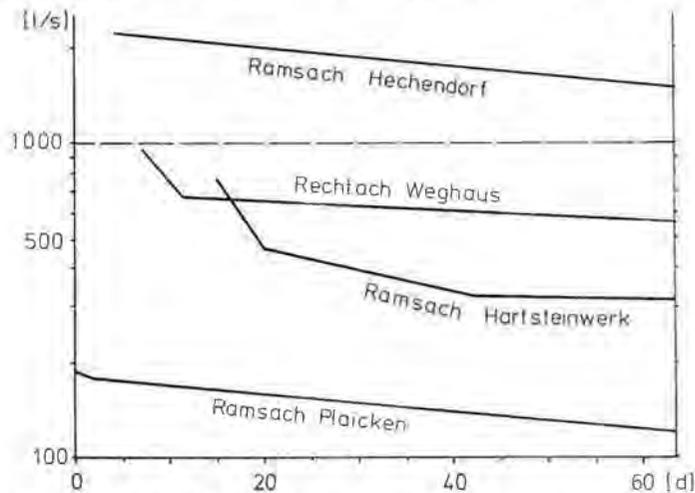


Fig. 32: Trockenwetterabflußlinien nach Flußpegelaufzeichnungen in kleinen Einzugsgebieten (Fig. 33) des Murnauer und Eschenloher Mooses.

Wenn hier und im folgenden nur von Locker- und Festgesteinsreservoirien gesprochen wird, so schließt dies die gleichzeitige Beteiligung anderer Reservoirie am Abflußgeschehen nicht aus; die Zuschüsse aus anderen Reservoirien können jedoch als unbedeutend klein angesehen werden.

1. 2. Trockenwetterabfluß in den Bayerischen Alpen

Das lokale Schema zur Klassifizierung des Abflußgeschehens aus dem Murnauer und Eschenloher Moos soll nun auf alle, durch Flußpegelmeßstellen erfaßte und geologisch ähnliche Einzugsgebiete im bayerischen Alpenanteil übertragen werden. Flußgebiete mit künstlich geschaffenen Wasserzu- oder -ableitungen und solche mit Rückhaltebecken wurden nicht berücksichtigt.

Die Trockenwetterabflußkoeffizienten für die niederschlagsarmen Jahre 1961 bis 1964, in denen z. T. über mehrere Monate hinweg Trockenwetterabflußbedingungen herrschten, sind in Tab. 12 B und für Abflußmeßstellen mit Aufzeichnungen jüngeren Datums, d. h. mit kürzeren Trockenwetterabflußperioden, in Tab. 12 C nach täglichen Abflußdaten aus dem Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch, Donaugebiet (1961—1967) wiedergegeben.

Für die Jahre 1961 bis 1964 kann die Trockenwetterabflußlinie bis weit unter das mittlere Niedrigwasser (MNQ), für die Jahre 1965 bis 1967 bis knapp zum

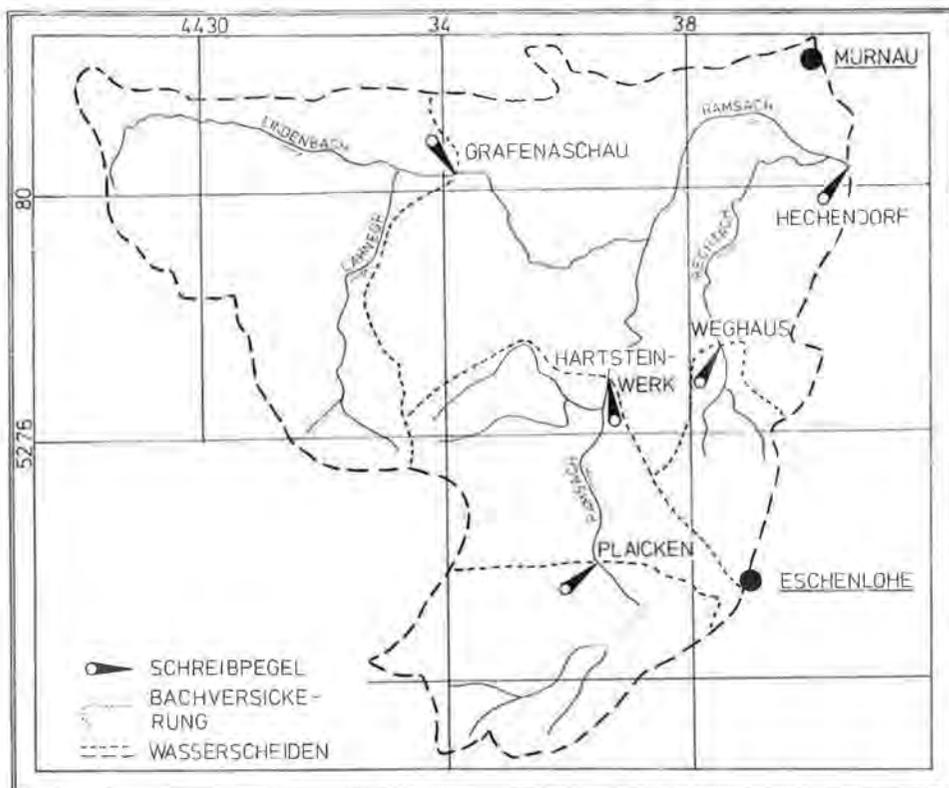


Fig. 33: Lage der Flußpegelmeßstellen und der kleinen Niederschlagsgebiete im Murnauer und Eschenloher Moos.

69 Tabelle: 12: Exponent α (sec⁻¹) für den Trockenwetterauslauf kleiner Einzugsgebiete (A) und für große Einzugsgebiete von Flußpegelaufzeichnungen über die Jahre 1961—1964 (B) und von Flußpegelaufzeichnungen ab dem Jahr 1965 (C). Kst = Karbonatgestein, K-S = Kies-Sande, T = Schiefer-ton, Schiefermergel, Tf = Torfe, Fl = klastische Gesteine des Flysch.

			1	2	3	4	5	6
	Gewässer	Name der Meßstelle	Locker-gestein α (sec ⁻¹)	Locker- und Festgestein α (sec ⁻¹)	überwiegend Festgestein α (sec ⁻¹)	vertorfte Talebenen α (sec ⁻¹)	Gesteine im Einzugsgebiet	Größe des orographischen Einzugsgebietes (km ²)
A	Rechtach	Rechtach	$4,1 \times 10^{-8}$	—	—	$9,5 \times 10^{-7}$	K-S, Tf	5,1
	Ramsach	Hartsteinwerk	$1,5 \times 10^{-8}$	—	$1,7 \times 10^{-7}$	$1,2 \times 10^{-6}$	Kst, Fl, K-S, Tf	23,0
	Lindenbach	Grafenaschau	$3,0 \times 10^{-8}$	—	—	—	Fl, K-S	22,6
	Ramsach	Plaicken	—	$7,4 \times 10^{-8}$	$3,0 \times 10^{-7}$	—	Kst, K-S	12,0
	Ramsach	Hechendorf	—	$7,6 \times 10^{-8}$	—	—	Kst, Fl, K-S, Tf	86,0
	Lahnegraben	Lahnegraben	—	—	$5,5 \times 10^{-7}$	—	Fl	9,3
B	Ramsauer Ache	Ilsank	—	$6,3 \times 10^{-8}$	—	—	Kst, K-S	121
	Leitzach	Stauden	—	$7,4 \times 10^{-8}$	$2,2 \times 10^{-7}$	—	Kst, K-S	111
	Leutasch	Mittenwald	—	$7,1 \times 10^{-8}$	—	—	Kst, K-S	109
	Isar	Mittenwald	—	$6,9 \times 10^{-8}$	$1,7 \times 10^{-7}$	—	Kst, K-S	400
	Loisach	Garmisch	—	—	$3,7 \times 10^{-7}$	—	T, Kst, K-S	96,5
	Vils	Pfronten-Ried	—	—	$2,0 \times 10^{-7}$	—	Kst, T, Fl	110
	Trauchgauer A.	Trauchgau	—	—	$2,0 \times 10^{-7}$	—	Fl	25,0
	Ostrach	Reckenberg	—	—	$3,5 \times 10^{-7}$	—	Kst, Fl, T	126
Trettach	Oberstdorf	—	—	$3,1 \times 10^{-7}$	—	Kst, Fl, K-S	75,5	
C	Ammer	Oberammergau	—	$8,6 \times 10^{-8}$	—	—	Kst, K-S	114
	Rottach	Rottach	—	—	$5,3 \times 10^{-7}$	—	Kst, T, K-S	31,3
	Loisach	Eschenlohe	—	?	$1,6 \times 10^{-7}$	—	Kst, K-S	467
	Wertach	Wertach	—	—	$4,5 \times 10^{-7}$	—	Kst, Fl	34,6
	Stillach	Oberstdorf	—	—	—	$1,4 \times 10^{-6}$	Kst, Fl	80,1
	Breitach	Breitachklamm	—	—	$1,9 \times 10^{-7}$	—	Kst	117
	Steinerne Ache	Fallmühle	—	$8,7 \times 10^{-8}$	$2,9 \times 10^{-7}$	—	Kst, K-S	22,3
	Loisach	Ehrwald	—	—	$1,3 \times 10^{-7}$	$7,8 \times 10^{-7}$	Kst, K-S, Tf	88,4
	Partnach	Partenkirchen	—	—	$4,8 \times 10^{-7}$	—	T, Kst	96,5
	Kiefernbach	Bleyerbrücke	—	—	$3,0 \times 10^{-7}$	—	Kst	113
	Weißer Traun	Siegsdorf	—	—	$2,4 \times 10^{-7}$	—	Kst, K-S	183
	Rote Traun	Wernleiten	—	—	$4,9 \times 10^{-7}$	—	Kst, K-S	91,7
	Prien	Hohenaschau	—	—	$3,3 \times 10^{-7}$	—	Kst, K-S	46,7
	Mittelwerte		$2,9 \times 10^{-8}$	$7,5 \times 10^{-8}$	$2,9 \times 10^{-7}$	$1,1 \times 10^{-6}$		

MNQ bestimmt werden. Gegenwärtig kann nicht belegt werden, ob in den Trockenwetterabflüssen der Tab. 12 C bei Unterschreitung des MNQ andere, stärker das Abflußgeschehen ausgleichende Reservoirs wirksam werden können. Für die Flußpegelmeßstelle Eschenlohe besteht eine solche Vermutung (Tab. 12 C), weil die Verweilzeit des Grundwassers im Grundwasserleiter für ein besonders rasches Abflußgeschehen zu groß ist.

Eine Beziehung zwischen dem konstanten Wert α und der Größe des Niederschlagsgebietes darf streng genommen nicht bestehen und läßt sich aus dem vorliegenden Zahlenmaterial auch nicht ableiten.

Wie in den kleinen Einzugsgebieten des Murnauer und Eschenloher Moooses, erbringen auch im übrigen Arbeitsgebiet alle Flußgebiete ohne nennenswerte Verbreitung grobkörniger, quartärer Lockersedimente hohe Trockenwetterabflußkoeffizienten (Sp. 3 in der Tab. 12) (Vils, Trauchgauer Ache, Osterach, Trettach, Dürrach, Wertach, Stillach, Breitach, Partnach, Kiefernbach). Diese hohen Trockenwetterabflußkoeffizienten drücken die Einflüsse der alpinen Talumrandung aus; sie finden sich auch dort, wo

- eine undurchlässige oder
- vollständig mit Grundwasser gefüllte Talverfüllung vorliegt (z. B. Eschenlohe) oder
- keine Verbindung des Grundwassers mit einer Vorflut besteht.

Das Abflußgeschehen wird in solchen Gebieten durch Einflüsse der Topographie, durch wasserwegsame Trennfugen im Festgestein und durch die oberflächennahe Aufwitterungszone einschließlich ihrer Pflanzendecke mitbestimmt. Wenn sich zwischen all diesen Faktoren keine Unterscheidungskriterien im Abflußgeschehen ergeben, so mag dies mit dem dominierenden Einfluß der Topographie, aber auch damit zusammenhängen, daß die Trennfugen des Festgesteins kein nennenswertes Retentionsvermögen aufweisen.

In Tab. 12 B heben sich besonders die Flußgebiete in den oberen Zeilen 1—4 und in Tab. 12 C die Ammer bis Pegel Oberammergau (unter Berücksichtigung eines unterirdischen Abflusses von $0,9 \text{ m}^3/\text{s}$ aus dem Ammer- in das Loisachtal) sowie die Steinerne Ache bis Pegel Fallmühle durch besonders niedrige Trockenwetterabflußkoeffizienten heraus. In diesen Einzugsgebieten treten durchlässige Kiese in z. T. großer Mächtigkeit als Grundwasserleiter auf (Tab. 9); in ihnen wird oberstromig reichlich Oberflächenwasser ins Grundwasser eingespeist, und es tritt Grundwasser unterstromig reichlich ins Oberflächenwasser über.

Die Untersuchungsergebnisse haben in der Aufstellung (Tab. 12) nur qualitative Aussagekraft; sie erlauben summarische Angaben über das Auftreten von Speichergesteinen, ihre Mächtigkeit, ihre Verbreitung und ihre Durchlässigkeit.

Integriert man die Exponentialgleichung

$$\Delta t \cdot Q_t = Q_0 \int_{t_0}^{t_1} e^{-\alpha t} dt$$

in den Grenzen $t_0 = 0$ bis $t_1 = \infty$ bzw. $t_0 = 0$ bis $t_2 = 365 \text{ d}$, also in angenommenen Zeiträumen ohne Grundwasserneubildung, so erhält man Wasserinhalte der Reservoirs (Tab. 13) bezogen auf den orographisch tiefstliegenden Auslauf-

punkt des Speichers im Niederschlagsgebiet. Der Wasserinhalt der Reservoirre kann vom mittleren Niedrigwasser (MNQ) oder vom Mittelwasser (MQ) des Niederschlagsgebietes ausgehend berechnet werden.

Alle Einzugsgebiete mit

$$\alpha < 6 \times 10^{-8} \text{ (sec}^{-1}\text{)}$$

und großem Niederschlagsgebiet (F_n)

$$F_n > 90 \text{ km}^2$$

beinhalten Wassermengen Q für $t \rightarrow \infty$ von

$$Q > 5 \times 10^7 \text{ m}^3$$

und würden sich ohne eine Grundwasserentnahme und ohne eine Grundwasserneubildung nicht innerhalb eines Jahres entleeren.

Alle Flußgebiete mit

$$\alpha > 6 \times 10^{-8} \text{ (sec}^{-1}\text{)}$$

beinhalten geringere Wassermengen; diese Reservoirre erschöpfen sich in kürzerer Zeit als einem Jahr in ihrer Grundwasserabgabe. Hiervon macht das Loisachtal bis Eschenlohe mit seinen besonders hohen, auslauffähigen Grundwasserreserven eine Ausnahme.

Errechnet man für die Gebiete mit $\alpha < 6 \times 10^{-8} \text{ (sec}^{-1}\text{)}$ und das Loisachtal bis Eschenlohe die auslauffähige Grundwassermenge auf der Basis von MNQ und MQ unter der Annahme eines ungehinderten Auslaufs über ein Jahr ohne Grundwasserneubildung, so ergeben sich die Werte der beiden letzten Spalten in Tab. 13. Diese Werte, bezogen auf MQ, weisen nicht selten nur Mindestmengen an regenerierbarem Grundwasser aus (s. S. 43); sie liegen in ihrem Betrag nahe bei bzw. unter dem MNQ. Danach ergibt sich für den bayerischen Alpenraum und seine unmittelbare österreichische Nachbarschaft für die bedeutenderen Grundwasserreservoirre folgende Reihe (in absteigender Wertung ihrer Grundwasserreserven):

- Isartal bis Mittenwald (Reservoir noch außerhalb der Landesgrenze),
- Loisachtal bis Eschenlohe,
- Ramsauer Ache bis Ilsank,
- Leitzachtal bis Stauden,
- Leutaschtal bis Mittenwald (Reservoir noch außerhalb der Landesgrenze),
- Ammertal bis Oberammergau,
- Weiße Traun bis Siegsdorf.

Die Lage, der Aufbau und die Hydraulik der Reservoirre in den verschiedenen Flußgebieten sind Gegenstand unserer hydrogeologischen Untersuchungen.

Der Grundwasserinhalt der Reservoirre (Tab. 13) und der daraus abgeleitete mittlere Grundwasserauslauf über einen vorgegebenen Zeitraum stellt aus nachstehenden Gründen nur einen unteren Grenzwert dar:

- die Durchflußfläche des Grundwassers wird in bezug auf die Höhenlage einer Überlaufschwelle gesehen;

- bei einer Grundwasserförderung bleibt die Erweiterung des Grundwasser-nährgebietes auf Kosten des Grundwasserzehrgebietes unberücksichtigt; die Grundwasserneubildung wird damit unabhängig von der Vergrößerung des Grundwasserneubildungsgebietes gesehen;
- es bleibt unberücksichtigt, daß durch die Grundwasserneubildung ein unterer Grenzwert im Grundwasserausfluß (NNQ) nicht unterschritten wird und MNQ stets höher als der aus dem Grundwasserinhalt errechnete Abfluß liegen muß. Dies führt zu einer Unterschätzung des Grundwasserdargebots. Andererseits wird das Grundwasserdargebot durch die Annahme überschätzt, daß das Mittelwasser einem vollständigen Grundwasserabfluß entspricht.

Die Daten der Tab. 13 geben somit einen Orientierungsrahmen, der den natürlichen Verhältnissen sehr nahe kommt.

2. Wasserbilanzen

In Wasserbilanzen wird Eintrag, Rücklage und Aufbrauch des Niederschlags in einem Einzugsgebiet mengenmäßig erfaßt:

$$N = V - A_o - A_u - (R - B)$$

Mit N = Niederschlag, R = Rücklage, B = Aufbrauch, V = Verdunstung, A_o = oberirdischer Abfluß, A_u = unterirdischer Abfluß.

Für große Zeiträume (mehr als zehn Jahre) kann das Aufbrauchs-Speicherglied ($R - B$) vernachlässigt werden.

Nach der globalen Wasserbilanz (A. BAUMGARTNER & E. REICHEL, 1973) werden jährlich 973 mm Wasser (0,5 Mio. km³) verdunstet und abgeregnet. Diese Wassermenge ist jener an leicht beweglichem Wasser auf der Erde gleich und deutet auf hohe Umsatzgeschwindigkeiten im Wasserkreislauf. Trotz dieser hohen Umsatzgeschwindigkeit sind für jährliche Wasserbilanzen die Transportgeschwindigkeiten in einzelnen Gliedern des Wasserkreislaufs zu unterschiedlich. So weist Porengrundwasser weniger als 1/10.000, Kluftwasser weniger als 1/20 der Transportgeschwindigkeit von Flüssen auf. Daraus erfolgt, daß Aufbrauch und Speicherung von Boden- und Grundwasser die Bilanzierung für kurze Zeiträume entscheidend beeinflussen; Niederschlag und Abfluß sind dann keine einander unmittelbar zugeordneten Variablen mehr.

Ein wesentliches Glied der Wasserbilanz stellt die Verdunstung dar. Ihr Motor ist das Wasserdampfsättigungsdefizit, das von der Temperatur und diese fast ausschließlich von der eingestrahlten Sonnenenergie abhängt. Modifizierend wirken sich auf die Verdunstung die Luftbewegung und das Angebot an verdampfbarem Wasser aus. Entsprechend sind formelmäßige Beziehungen zur Berechnung der Verdunstung auf der Basis des Sättigungsdefizits (W. HAUDE, 1954), auf der Basis der Temperatur (C. W. THORNTHWAIT, 1948) und auf der Basis der Sonneneinstrahlung (H. L. PENMAN, 1948) entwickelt worden. Alle diese Beziehungen liefern langjährig brauchbare Durchschnittsergebnisse, doch fehlt eine Betrachtung über ihre Gültigkeitsbedingungen in der Praxis für kurze Zeiträume.

Auf Grund früherer Erfahrungen (W. HAUDE, 1963, W. DAMMANN, 1965, G. EINSELE u. a., 1969, P. UDLUFY, 1969) wurde auf die Verdunstungsberechnung von

Tabelle 13: Grundwasserinhalt in Grundwasserreservoiren verschiedener alpiner Flußgebiete. — Die berechneten Werte gehen vom Mittelwasser (MQ) und vom mittleren Niedrigwasser (MNQ) der Flußgebiete aus. Die Flußgebiete sind in der Reihenfolge von Tabelle 12 angeführt.

Gewässer	Name der Meßstelle	MQ (m ³ /s)	MNQ (m ³ /s)	Wasserinhalt der Reservoirre in 10 ⁶ (m ³)				Natürlicher Grundwasser- auslauf über 1 Jahr (m ³ /s) bezogen auf	
				t → ∞ bezogen auf		t = 365 d bezogen auf		MQ	MNQ
				MQ	MNQ	MQ	MNQ	MQ	MNQ
Rechtach*	Rechtach	0,85	—	20,7	—	15,0	—	0,48	—
Ramsach*	Hartsteinwerk	0,66	—	44,0	—	16,5	—	0,52	—
Lindenbach**	Lindenbach	0,63	—	21,0	—	12,8	—	0,41	—
Ramsach*	Plaicken	0,26	—	3,5	—	3,2	—	0,10	—
Ramsach*	Hechendorf	3,20	—	42,1	—	33,4	—	1,33	—
Lahnegraben	Lahnegraben								
Ramsauer Ache*	Ilsank	5,3	2,0	84,1	31,7	72,6	27,4	2,30	0,87
Leitzach*	Stauden	4,5	1,9	60,8	25,7	54,9	23,2	1,74	0,74
Leutasch*	Mittenwald	3,5	1,4	49,3	19,7	44,0	17,6	1,39	0,56
Isar*	Mittenwald	11,9	4,0	172,5	58,0	152,9	51,4	4,85	1,63
Loisach	Garmisch	10,9	2,7	29,5	7,3	29,5	7,3	0,94	0,23
Vils	Pfronten-Ried	5,0	1,0	25,0	5,0	25,0	5,0	0,79	0,16
Trauchgauer Ache	Trauchgau	0,8	0,2	4,0	1,0	4,0	1,0	0,13	0,03
Ostrach	Reckenberg	3,1	1,8	23,1	5,1	23,1	5,1	0,73	0,16
Trettach	Oberstdorf	4,4	0,8	14,2	2,6	14,2	2,6	0,45	0,08
Ammer*	Oberammergau	3,7	1,1	43,0	12,8	40,1	11,9	1,27	0,38
Rottach	Rottach	1,2	0,08	2,2	0,2	2,2	0,2	0,07	0,01
Loisach	Eschenlohe	17,9	5,8	111,9	36,3	111,1	36,0	3,52	1,14
Wertach	Wertach	1,7	0,2	3,8	0,4	3,8	0,4	0,12	0,12
Stillach	Oberstdorf	3,2	0,2	2,3	0,1	2,3	0,1	0,07	0,003
Breitach	Breitachklamm	6,6	0,8	34,7	4,2	34,7	4,2	1,10	0,13
Steinerne Ache	Fallmühle	1,0	0,18	—	2,1	—	1,9	—	0,06
Loisach	Ehrwald	~ 2,0	~ 0,5	15,4	3,8	15,1	3,8	0,48	0,12
Partnach	Partenkirchen	3,8	1,0	7,9	2,1	7,9	2,1	0,25	0,07
Kiefernbach	Bleyerbrücke	3,3	0,83	11,0	2,7	10,7	2,7	0,34	0,09
Weißer Traun	Siegsdorf	7,6	1,96	31,6	8,2	31,6	8,2	1,00	0,26
Rote Traun	Wernleiten	3,22	0,68	6,6	1,4	6,6	1,4	0,21	0,04
Prien	Hohenaschau	1,9	0,32	5,7	1,0	5,7	1,0	0,18	0,03

W. HAUDE (1954) zurückgegriffen. Die potentielle Verdunstung nach W. HAUDE (1954) gibt den Verdunstungsgang recht genau, für große Zeiträume auch den Wert der tatsächlichen Verdunstung in guter Näherung wieder.

Die Niederschlagsdaten stammen vom Deutschen Wetterdienst¹. Speziell im Alpenraum ist es schwer, von den Niederschlagsdaten der Meßstationen auf den Gebietsniederschlag zu schließen. Die Ermittlung der Gebietsniederschläge kann aus Niederschlagspolygonen oder aus einer Höhenabstufung der Niederschläge erfolgen (C. J. WIESNER, 1970). Generell existiert eine Höhenabhängigkeit der Niederschlagssummen im Arbeitsgebiet, doch wird sie von so zahlreichen Faktoren überlagert, daß hier der Ermittlung der Gebietsniederschläge aus Niederschlagspolygonen der Vorzug vor jener aus einer Höhenabstufung der Niederschläge gegeben wird. In den meisten Einzugsgebieten liegen viele Niederschlagsstationen in Tallage vor; die höhenbedingte Zunahme der Niederschläge wird durch das Netz der Meßstationen nicht hinreichend genau erfaßt. Die Wasserbilanzen lassen aber in ihrem Ergebnis vermuten, daß die Niederschlagsmenge in den Hochlagen konstant oder nur sehr wenig fehlgeschätzt wird.

Rücklage und Aufbrauch lassen sich für kurze Bilanzierungszeiträume als Summenwert aus der Differenz des Abflußsoll- und des Abflußistwertes ermitteln. Der Sollwert ergibt sich aus der Differenz von Niederschlag und potentieller Verdunstung; der Istwert aus den Wasserständen von Flußpegelauzeichnungen und deren Übersetzung in Abflußwerte. Rücklage und Aufbrauch so berechnet, konnten G. EINSELE u. a. (1969) in Grundwasserspiegelschwankungen wiederfinden.

2. 1. Wasserbilanzen kleinerer Einzugsgebiete

Im Murnauer und Eschenloher Moos wurden vom Verfasser verschiedene Flußpegelmeßstellen eingerichtet (Fig. 33). Von diesen liegen lückenlose Meßdaten über die hydrologischen Jahre 1971 bis 1974 vor. Die Messungen werden fortgeführt.

Die Bachquerschnitte liegen in tonig-torfigem Gestein und wurden nicht ausgebaut. Erosion und Akkumulation und die wechselnde Verkräutung der Bäche im Sommer- und Winterhalbjahr erforderten daher viel Zeit zur Erstellung aussagefähiger Abflußkurven.

Die Meßstellen (Fig. 33) wurden so gewählt, daß der hydrologische Einfluß der Beckenumrandung mit seinem wechselhaften Gesteinsaufbau deutlich wird; es sollte aber auch der Gang der Schüttung der Talquellen und der Grundwasserspiegelschwankungen, die u. a. in Hochmoorseen zu beobachten sind, erfaßt werden. — Die Porengrundwässer sind in den Grundwassernährgebieten ungespannt, in den Grundwasserzehrgebieten gespannt.

Die Flußstelle Ramsach-Hechendorf erfaßt im wesentlichen die Abflüsse aus dem Murnauer und Eschenloher Moos. Sie umfaßt etwa die Hälfte der Gebietsfläche zwischen den Flußpegelmeßstellen Loisach Eschenlohe und Loisach Schlehdorf. Sie weist mit einem Mittelwasser von 3,2 m³/s (1971—1974) auch etwa die Hälfte des Abflußzuwachses zwischen den Meßstellen Loisach Eschenlohe (MQ = 17,9 m³/s) und Loisach Schlehdorf (MQ = 23,6 m³/s) auf.

Die Untersuchungsergebnisse sind in Tab. 14 zusammengestellt. Sie überdecken einen Zeitraum mit hohen und niedrigen Niederschlagssummen. Das

¹ Herrn Oberregierungsrat Dechant vom Wetteramt München danke ich für die Einsicht in alle meteorologischen Daten.

Niederschlagsmittel liegt für den Untersuchungszeitraum bei allen Einzugsgebieten geringfügig unter dem langjährigen Niederschlagsmittel (1931 bis 1960).

Die Verdunstung wurde nach Daten der Klimahauptstation Bad Kohlgrub berechnet; die mittlere Verdunstung liegt zwischen 1971 und 1974 bei 424 mm. Die Station Kohlgrub liegt mit 904 m ü. NN nahe der mittleren Höhenlage der Untersuchungsgebiete (600 bis 1200 m ü. NN).

Die gemessenen Abflüsse weisen eine Beziehung zu den Gebietsniederschlägen auf, da das Grundwasser überwiegend gespannt auftritt. Diese Beziehung (Fig. 34) ist in ihrem Betrag für alle Meßstellen verschieden, in ihrem Richtungssinn für die Meßstellen Ramsach-Plaicken, Ramsach-Hartsteinwerk und Lindenbach-Grafenaschau gleich und unterschieden von jener der Meßstelle Ramsach-Hechendorf (s. u.).

Die Meßstelle Rechtach Weghaus erfaßt nur Quellwässer aus der Quartärfüllung des Eschenloher Moores sowie den Oberflächenabfluß von Torfen. Die Jahresmittel der Abflüsse zeigen einen ausgeglichenen Gang, so daß den Torfen hier keine bedeutende Rolle im Oberflächenabfluß zukommt; die Gerinnesysteme auf und unter der Torfoberfläche (s. S. 104) nehmen offensichtlich das meiste Niederschlagswasser auf und führen es dem Grundwasser zu, mit dem sie in direkter Verbindung stehen.

Die Flußpegelmeßstellen Ramsach Plaicken, Ramsach Hartsteinwerk und Rechtach Weghaus zeigen trotz ihrer großen räumlichen Entfernung voneinander ein im allgemeinen zeitgleiches Auf und Ab der Wasserstände (K.-P. SEILER, 1971). Alle drei Meßstellen haben ein gemeinsames Reservoir, das Grundwasser der Talfüllung. Das synchrone Verhalten geschieht auf dem Wege des Druckausgleichs, nicht aber über einen raschen Massentransport im Grundwasserleiter.

Die Differenz aus Soll- und Istwasserführung (Tab. 14, Sp. 6) weist für die Einzugsgebiete Ramsach Plaicken und Lindenbach in ihrer peripheren Lage zum Murnauer und Eschenloher Moos hohe Grundwasserneubildungsraten aus. In beiden Gebieten grenzen Festgesteine des Kalkalpins (Ramsach Plaicken) bzw. des Flyschs (Lindenbach Grafenaschau) an eine quartäre Talfüllung aus Kiesen mit hohem Wasseraufnahmevermögen. Beide Einzugsgebiete liegen topographisch höher als das flache Murnauer und Eschenloher Moos und bilden so Grundwassernährgebiete.

Die Jahresbilanzen für die Meßstelle Ramsach Hartsteinwerk weisen nur geringe Rücklagen auf. Der Abfluß entspricht hier weitgehend dem Gesamtabfluß. Ursache hierfür sind die helvetischen Kögel, die sich als sichtbare Aufragungen unterirdischer Schwellen vom Hartsteinwerk über das Weghaus bis zum Achrain erstrecken. Diese unterirdischen Schwellen verengen den unterirdischen Durchflußquerschnitt für das Grundwasser so, daß Grundwasser ins Oberflächenwasser übertreten muß. Einen Zusammenhang zwischen dem Auftreten von Kögeln im tektonischen Faltenverlauf und gehäuften Austritten von Grundwasser im Oberstrom findet man praktisch im gesamten Murnauer und Eschenloher Moos (Fig. 35). So geben die hydrologischen Daten Auskunft über ein unterirdisches Relief, das sich an der Oberfläche in Aufragungen von Härtlingen andeutet.

Der unterirdische Abfluß an der Meßstelle Ramsach Hechendorf ist vernachlässigbar klein. Dies ergibt sich aus den hammerschlagseismischen Untersuchungen im Raum Ohlstadt-Großweil (Fig. 17) und der durch Seetone nicht eingenommenen Durchflußbreite ($B = 500$ m) im Bereich des Hagener Moores (zwischen Hechendorf und Großweil) sowie der Transmissivität ($T = 0,1$ m²/s) und dem Grundwassergefälle ($i = 0,0017$) im dortigen Raum (H. BERGMANN & K.-P.

Tabelle 14: Niederschlag, potentielle Verdunstung (W. HAUDE, 1954) und Abfluß nach Flußpegelaufzeichnungen für kleine Einzugsgebiete im Murnauer und Eschenloher Moos, einschließlich seiner Talumrandung.
Lage der Flußpegel Fig. 33. Die Daten zur Bestimmung des Gebietsniederschlags und der potentiellen Verdunstung stammen vom Deutschen Wetterdienst.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	
Einzugsgebiet Niederschlagsfläche Niederschlagsmittel 1931—1960	Hydro- logisches Jahr	Niederschlag (mm)	pot. Verdunstung (mm)	2—3 (mm)	gemessener Abfluß (mm)	4—5 (mm)	Gesteine im Einzugsgebiet
Ramsach	1971	1320	462	858	628	+ 230	Kalkalpin
Plaicken	1972	1040	378	662	442	+ 220	Kies
12 km ²	1973	1411	419	992	819	+ 173	Torfe
1447 mm	1974	1776	438	1338	1024	+ 314	
Ramsach	1971	—	—	—	—	—	Kalkalpin
Hartsteinwerk	1972	1050	378	672	792	— 120	Flysch
23,5 km ²	1973	1360	419	941	970	— 29	Torfe
1420 mm	1974	1762	438	1324	1245	+ 79	Kies
Rechtach	1971	1260	462	798	795*	—	
Weghaus Kögel	1972	1011	378	633	719*	—	Torfe
5 km ²	1973	1300	419	881	840*	—	Kies
1374 mm	1974	1749	438	1311	775*	—	
Lindenbach	1971	1320	462	858	740**	+ 118	
Grafenaschau	1972	1225	378	847	673	+ 174	Flysch
22 km ²	1973	1408	419	989	854	+ 135	Kies
1491 mm	1974	1742	438	1304	1136	+ 168	
Ramsach	1971	1260	462	798	986	— 188	Kalkalpin
Hechendorf	1972	1090	378	712	883	— 171	Flysch
86 km ²	1973	1410	419	991	1213	— 222	Torfe
1375 mm	1974	1770	438	1332	1640	— 308	Kies

* Abflüsse in (l/s), da Niederschlagsgebiet und unterirdisches Einzugsgebiet sehr verschieden voneinander.

** Abfluß aus Abflußvergleich mit den übrigen Pegeln interpoliert.

SEILER, 1973). Demnach kann der unterirdische Abfluß (Q) im Hagener Moos nicht größer sein als

$$i \cdot T \cdot B = 0,085 \text{ m}^3/\text{s}.$$

Die Meßstelle Ramsach Hechendorf weist in der Gegenüberstellung von Soll- und Istwasserführung einen Überschuß von 222 mm (entsprechend 606 l/s) auf. Dieser Überschußbetrag stammt aus Fremdgebieten; er ist über die Jahre hinweg sicher nicht konstant groß und ist die Ursache für die andersartige Beziehung zwischen Niederschlag und Abfluß im Vergleich zu den übrigen Gebieten (Fig. 34). Diese Fremdzufüsse stammen aus dem Gebiet der Eschenlaine (östlich von Eschenlohe) und jenem des südlich von Eschenlohe gelegenen Loisachtales; dies wird aus dem Grundwassergleichenplan für das Eschenloher Moos ersichtlich (Fig. 41). Vom Infiltrationsgebiet der Eschenlaine bei Eschenlohe kann z. B. Grundwasser die Loisach unterqueren, da die Loisach die Höhendifferenz beiderseits der Eschenloher Festgesteinsenge von 5 m als Inselfluß überwindet.

Unter der Annahme einer Niederschlagshöhe von 1600 mm und einer Verdunstungshöhe von 420 mm im Einzugsgebiet der Eschenlaine (ca. 25 km²) gelangen über die Totalversickerung der Eschenlaine ca. 940 l/s Oberflächenwasser ins Grundwasser des Eschenloher Moooses. Rund ²/₃ dieser Grundwassermenge

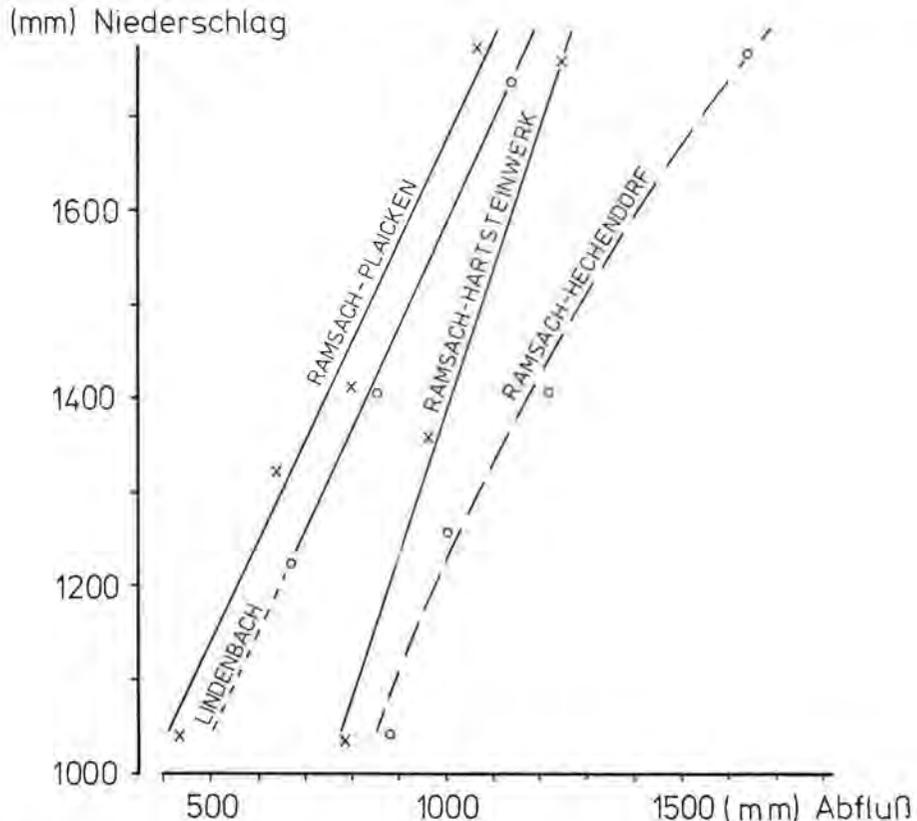


Fig. 34: Korrelation zwischen Niederschlag und Abfluß für die Niederschlagsgebiete (Fig. 33) im Murnauer und Eschenloher Moos.

(606 l/s) werden unterirdisch dem Eschenloher Moos, rund $\frac{1}{3}$ unterirdisch der Loisach zugeführt.

Nimmt man das Mittelwasser der Reichtach Weghaus und rechnet man den Niedrigwasserabfluß nach Messungen an allen Vorflutern des Murnauer und Eschenloher Mooses in den Jahren 1970 bis 1975 zusammen, so ergibt sich für das Eschenloher Moos eine gewinnbare Grundwassermenge von rund $1,7 \text{ m}^3/\text{s}$ und für das Murnauer Moos eine solche von rund $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$. Diese gewinnbare Grundwassermenge aus beiden Einzugsgebieten ($2,2 \text{ m}^3/\text{s}$) entspricht 68% des Mittelwassers der Ramsach bei Hechendorf ($3,2 \text{ m}^3/\text{s}$) und 39% des langjährigen Abflußzuwachses der Loisach zwischen den Meßstellen Eschenlohe und Schlehdorf ($5,7 \text{ m}^3/\text{s}$).

Diese berechnete Grundwasseraustrittsmenge liegt mit $+0,9 \text{ m}^3/\text{s}$ höher als jene, die mit $1,3 \text{ m}^3/\text{s}$ aus der Trockenwetterabflußkurve errechnet wurde (Tab. 13). Dies bestätigt die Feststellung, daß alle Daten zur gewinnbaren Grundwassermenge in Tab. 13 eher auf der sicheren als auf der hydrogeologisch unvertretbaren Seite liegen.

2.2. Langjährige Wasserbilanzen großer Einzugsgebiete

Die Wasserbilanzen für große Einzugsgebiete wurden nach Abflußwerten des Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuchs, Donaugebiet (1969), und nach langjährigen Niederschlagsdaten des Deutschen Wetterdienstes erstellt.

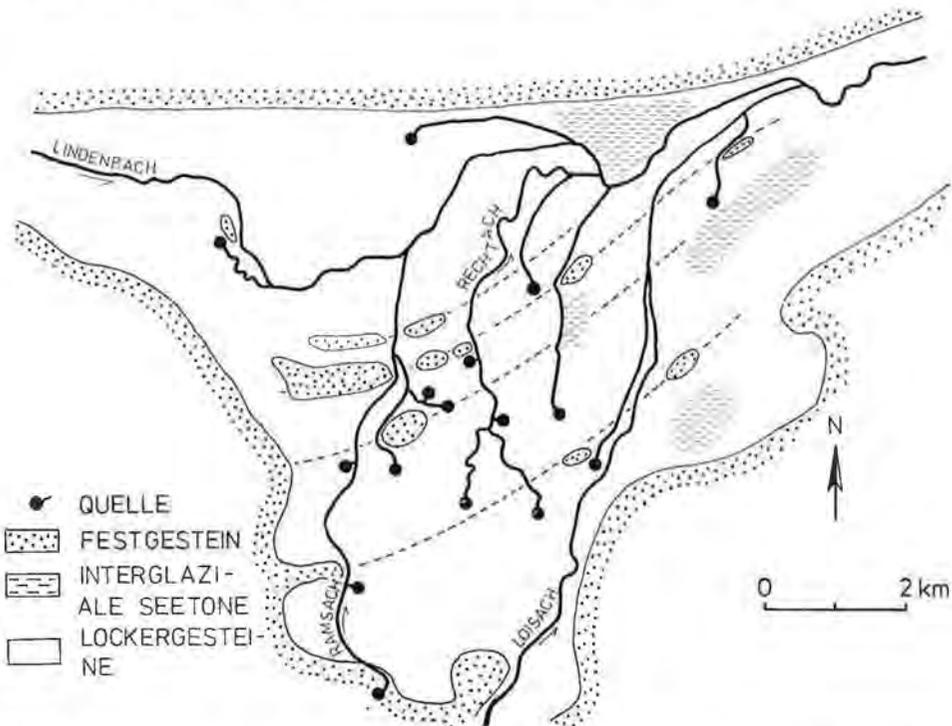


Fig. 35: Vermuteter unterirdischer Verlauf von Schwellen im Murnauer und Eschenloher Moos (gestrichelte Linien) und die Lage der Quellaustritte im Eschenloher Moos. In Kögeln treten diese Schwellen sichtbar zutage.

Der Beobachtungszeitraum für die Niederschläge ist nicht immer zeitgleich mit jenem der Abflüsse. Die Niederschlagsmittel sind auf die Jahresreihe 1931 bis 1960 bezogen; diese liegen schwerpunktmäßig im Beobachtungszeitraum der Abflußbeobachtungen. Der Fehler, der sich hieraus ergibt, liegt bei rund ± 30 Millimeter.

Die Gebietsniederschläge für die verschiedenen Flußgebiete wurden über Niederschlagspolygone (C. J. WIESNER, 1970) ermittelt (s. S. 70). Die Unterschiedshöhen (s. S. 16) aus Niederschlag und Abfluß enthält Tab. 15. Für das Ammer- und Loisachgebiet sind unterirdische Zu- und Abflüsse rechnerisch berücksichtigt (H. BERGMANN & K.-P. SEILER, 1973); in allen übrigen Niederschlagsgebieten drücken sich nicht erfaßte unterirdische Abflüsse in besonders großen Unterschiedshöhen und nicht erfaßte unterirdische Zuflüsse in besonders niedrigen Unterschiedshöhen aus.

In der Mehrzahl der Einzugsgebiete (70%) liegt die Unterschiedshöhe bei 410 mm \pm 30 mm. Diese Unterschiedshöhe findet sich für Einzugsgebiete ohne hohes Retentionsvermögen (Partnach, Thiersee-Ache) ebenso wie für glazial längsübertiefte Täler mit Lockergesteinen hohen Retentionsvermögens (Ammer, Loisach, Leutasch, Leitzach). Die Unterschiedshöhe von 410 mm entspricht dem Wert der potentiellen Verdunstung nach W. HAUDE (1954), die W. DAMMANN (1965) für den Alpenrandbereich (420 mm) mitteilt. Auch die berechnete potentielle Verdunstung über die Jahre 1970 bis 1974 für das Murnauer und Eschenloher Moos bewegt sich mit 424 mm um diesen Mittelwert (Tab. 14).

M. KERN (1954) gibt die Verdunstung für das Arbeitsgebiet mit 500 bis 550 mm, A. LOHR (1967) mit 460 mm und H. STEINHÄUSSER (1970) mit 520 mm an. Die langjährige Verdunstungshöhe ergibt sich nach eigenen Wasserbilanzen und nach meteorologischen Daten zum Sättigungsdefizit übereinstimmend zu 410 mm \pm 30 mm.

Eine Beziehung der mittleren langjährigen Verdunstung zur mittleren Gebietshöhe läßt sich hier nicht aufzeigen, da die Gebietshöhen wenig voneinander unterschieden sind (überwiegend zwischen 1050 und 1350 m ü. NN) und die Gebietsverdunstung daher nur in engen Grenzen schwankt. Nach H. STEINHÄUSSER (1972) nimmt die mittlere Verdunstung je 100 m Höhenzunahme um durchschnittlich 17 mm ab.

Die Konstanz in der Unterschiedshöhe, die dem langjährigen Mittelwert der Verdunstung entspricht, weist die hier erfaßten Täler mit glazialer Längsübertiefung und mächtiger, quartärer Lockergesteinsverfüllung ebenso wie Täler ohne Reservoir mit hohem Retentionsvermögen als weitgehend geschlossene hydrologische Systeme aus. Das bedeutet, Niederschlag, Abfluß und Verdunstung sind in langjährigen Meßreihen mit einfachen Mitteln und hinreichender Genauigkeit faßbar; unkontrollierbare, das sind unterirdische Zu- und Abflüsse, spielen nur eine unbedeutende Rolle; sie machen weniger als 5% des Mittelwassers aus. Ober- und unterirdisches Einzugsgebiet sind flächen-, allerdings nicht immer deckungsgleich, wie dies J.-P. WROBEL (1970) für das Loisachtal nachweist.

Unterschiedshöhen unter bzw. über 410 mm liegen in verkarsteten Gebieten bzw. Gebieten mit epigenetischer Talanlage vor. In beiden Fällen treten größere unterirdische Zu- und Abflüsse zum Niederschlagsgebiet hin bzw. vom Niederschlagsgebiet weg auf. Der Betrag dieser Zu- (+) und Abflüsse (—) kann aus dem Ist- und Sollbetrag der Unterschiedshöhe berechnet werden. Dies ist nicht mehr als eine rohe, aber dennoch hinreichend genaue Bestimmung von Größen, die sich anders kaum fassen lassen (Tab. 15, Sp. 9).

Tabelle 15: Niederschlag, Abfluß und Unterschiedshöhe für verschiedene Einzugsgebiete der Bayerischen Alpen.
n. b. = nicht bekannt.

Gewässer	Name der Meßstelle	Nieder- schlags- gebiet (km ²)	MQ (m ³ /s)	Nieder- schlag (1931—1960) (mm)	Abfluß (mm)	Unter- schie- ds- höhe (mm)	bekannte unterirdi- sche Zu- (+) und Abflüsse (—) (mm)	errechnete unterirdi- sche Zu- (+) und Abflüsse (—) (m ³ /s)
1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
Breitach	Breitachklamm	117	6,6	1934	1779	155	n. b.	+ 1,0
Stillach	Oberstdorf	80	3,2	1967	1260	707	n. b.	— 0,7
Trettach	Oberstdorf	76	4,4	1890	1818	72	n. b.	+ 0,8
Vils	Pfronten-Ried	110	5,0	1830**	1433	397	n. b.	—
Steinerne Ache	Fallmühle	22	1,0	1778**	1414	364	n. b.	+ 0,02
Trauchgauer Ache	Trauchgau	25	0,8	1405	1009	396	n. b.	—
Partnach	Partenkirchen	97	3,8	1650	1242	408	n. b.	—
Loisach	Garmisch	392	10,9	1422**	877	545	n. b.	— 1,7
Loisach	Eschenlohe	467	17,9	1600	1209	410	— 18	—
Loisach	Schlehdorf	640	23,6	1544	1163	424	— 43	—
Ammer	Oberammergau	114	3,7	1711	1024	412	+ 276	—
Leutasch	Mittenwald	109	3,5	1447	1013	434	n. b.	—
Isar	Mittenwald	400	11,9	1390	938	452	n. b.	—
Rottach	Rottach	31	1,2	1682	1209	473	n. b.	— 0,05
Schlierach	Westenhofen	28	0,9	1581	1032	549	n. b.	— 0,1
Leitzach	Stauden	111	4,5	1671	1278	393	n. b.	—
Kiefernbach	Bleyerbrücke	113	3,3	1338	921	417	n. b.	—
Prien	Hohenaschau	47*	1,9	1978	1283	695	n. b.	— 0,4
Weißer Traun	Siegsdorf	183	7,6	1726	1310	416	n. b.	—
Rote Traun	Wernleiten	92	3,2	1687	1100	587	n. b.	— 0,5
Ramsauer Ache	Ilsank	121	5,3	1780	1381	399	n. b.	—
Weißbach	Schneitzlreuth	39	1,4	1820	1123	697	n. b.	— 0,3

* mit Hammerbach,

** ungefähre Wert des Gebietsniederschlags, da nur wenige Niederschlagsstationen zur Bestimmung des Gebietsniederschlags verfügbar.

Die Stillach tritt im Oberstdorfer Raum als bedeutender Infiltrant, die Trettach als Rezipient auf. Beide benachbarten Flußgebiete haben offensichtlich unterirdisch Verbindungen zueinander. Sie weisen sich als ein hydrologisch geschlossenes System aus; die Unterschiedshöhe für beide Gebiete zusammen liegt wieder bei 390 mm, also nahe dem Mittelwert von 410 ± 30 mm.

Von Bedeutung sind die unterirdischen Abflüsse aus dem Weißbachtal und dem Tal der Roten Traun. Die aus diesem Gebiet bekannten epigenetischen Talanlagen wirken sich offensichtlich hydrogeologisch markant aus und sollten Gegenstand eingehenderer Untersuchungen sein. Die Ursache für die hohen unterirdischen Abflüsse im Prien-Tal am Pegel Hohenaschau ist nicht genau bekannt.

Der unterirdische Abfluß im oberen Loisachtal ist am Flußpegel Garmisch bereits hoch und wächst bis in den Raum Farchant auf ca. $4,5 \text{ m}^3/\text{s}$ weiter an (A. LOHR, 1967).

Die verhältnismäßig hohen unterirdischen Zuflüsse zum Breitachgebiet hängen mit der Verkarstung dieses Niederschlagsgebietes zusammen.

Der unterirdische Abfluß an einer Flußpegelmeßstelle ist eine lokale Information; die auslauffähige Grundwassermenge — berechnet auf der Basis des Trockenwetterabflußkoeffizienten — eine Information über das Retentionsvermögen eines Grundwasserleiters als Ganzes. Dieses Retentionsvermögen ist durch die Durchlässigkeit, den nutzbaren Hohlraumgehalt (s. II/3), den Durchflußquerschnitt (Tab. 9) und durch die Längserstreckung des Aquifers (Fig. 14) bestimmt. Die hier vom Verfasser berechneten unterirdischen Zu- und Abflüsse dürfen nicht mit den auslauffähigen Grundwassermengen (Tab. 13) zu einer gewinnbaren Grundwassermenge addiert werden. Das würde den Abfluß im Vorfluter zeitweise zum Erliegen bringen und damit besondere wassergütewirtschaftliche Probleme für das anfallende Abwasser und seine natürliche Reinigung stellen, aber auch den Hochwasserschutz in Gebieten mit Treibeisgefährdung beeinträchtigen.

3. Durchlässigkeit des Gesteins

Die Grundwasserbewegung läßt sich nur durch stellvertretende Größen der Fließbewegung beschreiben. Solche Größen sind die Filtergeschwindigkeit (v_f) und die Durchlässigkeit (k_f) die im Darcyschen Gesetz der Filterbewegung

$$v_f = -k_f \frac{dh}{dl} \quad (1)$$

miteinander verknüpft sind; $-\frac{dh}{dl}$ gibt das Gefälle wieder. Beide Größen werden auf Temperatur und Mineralisation des Grundwassers bezogen. Sie sind aus diesem Grund keine Absolutwerte, sondern Vergleichswerte, deren Größe von der Geometrie des Porenraumes abhängt.

Das Produkt aus Durchlässigkeit und Energiehöhe ($h = H$) wird als Geschwindigkeitspotential bezeichnet und die Grundwasserbewegung als Potentialströmung aufgefaßt. Dies setzt streng genommen eine trägheitsfreie Fließbewegung voraus. Dieser Bedingung kommt stehendes oder langsam bewegtes Wasser (z. B. Grundwasser) nahe. Damit öffnet sich die Möglichkeit einer einfachen, numerischen, vor allem graphischen Beschreibung der Filterbewegung.

Durchlässigkeit und Filtergeschwindigkeit sind Rechengrößen mit der Dimension einer Geschwindigkeit, die in der Kontinuitätsgleichung mit den reellen Größen Durchfluß pro Zeiteinheit (Q) und Durchflußfläche (F) verknüpft sind.

$$Q = v_f \cdot F \quad (2)$$

Darcys Filtergesetz und die Kontinuitätsgleichung sind hydrogeologische Grundgleichungen, deren Anwendung um so problemloser ist, je hydraulisch homogener das Zirkulationsmedium in Fließrichtung ist. In quartären Lockergesteinen des Alpenvorlandes und des Alpenraumes liegt diese hydraulische Homogenität im horizontalen Bereich von 100 m und mehr angenähert vor. Dies zeigen die weitgehend übereinstimmenden Werte punktförmig bestimmter Filtergeschwindigkeiten mit Pumpversuchergebnissen (Jahresbericht IfR 1968), die den Raum im größeren Umkreis des Bohrbrunnens erfassen. Von dieser hydraulischen Homogenität des Grundwasserleiters ist die Homogenität der Kiese im geologischen Sinne zu unterscheiden.

Markierungsversuche in quartären Lockergesteinen des Alpen- und Alpenvorlandes erbringen im allgemeinen für punktförmig eingegebene Markierungsstoffe longitudinal eine starke Spreizung der Tracerwolke in Abhängigkeit vom Fließweg und von der Fließgeschwindigkeit. Transversal breitet sich die Tracerwolke dagegen kaum aus. Sie zieht als schmales Stromfadenband durch den porösen Grundwasserleiter; ihre Spreizung quer zur Flußrichtung (K. CRAMER, 1972) würde überwiegend von Inhomogenitäten im Aufbau des Grundwasserleiters in Grundwasserfließrichtung herrühren.

In porösen Lockergesteinen ist hier der Grad der hydraulischen Homogenität im Klein- und Großbereich nachweisbar dergestalt, daß punktförmig ermittelte Werte zur Fließbewegung auch auf größere Räume übertragbar sind.

In Festgesteinen ohne Porenspeicher erfolgt die Fließbewegung auf sedimentären und tektonischen Trennfugen, die im Kleinbereich inhomogen, im Großbereich quasi homogen verteilt auftreten; es lassen sich folglich nur Durchlässigkeiten für Großbereiche, Gebietsdurchlässigkeiten, angeben. Mit Erfolg wurden Daten zur Gebietsdurchlässigkeit des Festgesteins von W.-D. GRIMM & J. HOFBAUER (1967) für den Nürnberger Raum, aus Labor- und Pumpversuchen von H. J. DÜRBAUM, G. MATTHESS & D. RAMBOW (1969) im hessischen Raum, von K.-P. SEILER (1972) für den saarländischen Buntsandstein und von H. BERGMANN & K.-P. SEILER (1971) für einen Fall im Keupersandstein von Erlangen gewonnen. Solche Durchlässigkeiten für Großbereiche haben nur eine geringe Aussagekraft über die Ergiebigkeit von Einzelbrunnen, dagegen eine hohe Aussagekraft für Grundwasserfelder.

Die Fließbewegung im unverkarsteten Festgestein erfolgt bis zu Fließgeschwindigkeiten von mehreren 100 m pro Stunde laminar (C. LOUIS, 1967, K.-P. SEILER, 1972).

Die Fließbewegung im Festgestein erfolgt in einem großmaschigen Netz von Fließwegen; während sie für jeden einzelnen Fließweg quasi zweidimensional ist, ist sie für das Netz an Fließwegen dreidimensional.

Die Trennfugendurchlässigkeit (C. LOUIS, 1967) ist bestimmt durch die Spaltweite der Trennfugen (b) und durch den mittleren Trennfugenabstand (B); sie ist Ausgangspunkt für unsere folgenden Berechnungen.

$$k_f = \frac{g}{v} \cdot 12 \frac{b^3}{B} \quad (3)$$

Es bedeuten g die Erdbeschleunigung und ν die Viskosität des Grundwassers. Berücksichtigt man in dieser Gleichung die geschlossenen Klüfte, also Klüfte der Spaltweite $b = 0$ durch eine entsprechende Erhöhung des gemessenen Trennfugenabstandes B' um den relativen Anteil an geschlossenen Klüften N

$$B = \frac{B'}{(1 - N)}$$

und berücksichtigt man den starken Wechsel in den Spaltweiten durch den relativen Anteil (n) einer Kluftweite b am gesamten Spaltweitespektrum, so erhält man die Gebietsdurchlässigkeit des Festgesteins als Summenwert über die einzelnen Spaltbreiten:

$$k_f = \frac{g(1 - N)}{12 \nu \cdot B} \sum_0^i b_i^3 n_i \quad (4)$$

Nach Gl. (4) möge der Versuch einer numerischen Erfassung der Gebietsdurchlässigkeit nach Aufschlußaufnahmen erstmals unternommen werden (s. II, 3. 1.).

3. 1. Durchlässigkeit des Festgesteins

Im Untersuchungsgebiet erscheinen alle faltensymmetrischen Klufrichtungen mit einem jeweils breiten Maximum ihres Richtungsverlaufs; daneben treten Klüfte der Ammer- und der Loischrichtung hervor. Im Untersuchungsraum liegt somit ein verzweigtes Netzwerk an tektonischen Trennfugen vor. Presungstektonik und Dehnungstektonik treten nebeneinander auf. Es sind folglich in beiden tektonischen Bereichen unterschiedliche Gebietsdurchlässigkeiten zu erwarten; ihre Beträge im Vergleich zur Durchlässigkeit des Lockergesteins sind hydrogeologisch besonders interessant.

Nach Gl. (4) kann die Gebietsdurchlässigkeit des Festgesteins aus Kluftweiten, dem relativen Anteil der einzelnen Spaltbreiten am Kollektiv und dem mittleren Kluftabstand berechnet werden. Zur Kontrolle wurden in Gebieten meßbarer oder auf anderem Wege bestimmbarer Wasserführung des Festgesteins (Kesselberg sowie Höhberg-Vestbühl zwischen Oberau und Eschenlohe) die Kluftweiten und -abstände in Aufschlüssen ohne Sprengbetrieb, ohne Pflanzendurchwurzelung und ohne Talzusub eingemessen. Mit diesen Werten lassen sich die Gebietsdurchlässigkeit und die Wasserführung des Festgesteins errechnen und mit meßbaren Werten der Wasserführung vergleichen.

Zwei Kontrollgebiete mit bekannter Wasserführung sind für ein so neuartiges Gebiet wie jenes der numerischen Erfassung der Gebietsdurchlässigkeit zweifellos wenig; sie mögen einen Anstoß geben zu weiteren derartigen Untersuchungen, zu dem sich der Verfasser ermutigt fühlt (K.-P. SEILER, 1972).

Auf halber Höhe des Kesselbergs treten Gipswässer in Quellen mit starker Schüttung (s. u.) auf. Das Quellwasser stammt aus dem Walchensee und durchsickert von dort bis zu den Quellen den Hauptdolomit und salinar ausgebildete obere Raibler-Schichten.

Kluftweiten wurden nur an tektonischen Trennfugen erster und zweiter Ordnung (s. S. 25) eingemessen. Unter den sedimentären Trennfugen wird die Kluft-(Spalt-)weite mit Null angesetzt, wenn toniges Zwischenmittel auftritt. Die Messungen erfolgten mit einer Keillehre bis hinab zu 0,4 mm Spaltweite und mit

einer Strichstärkenskala bis hinab zu 0,05 mm Spaltweite. Kluftweiten $< 0,05$ mm sind im Gelände nicht mehr meßbar; ihre Durchlässigkeit ist bereits so klein (Fig. 36), daß sie für eine Wassergewinnung nicht in Frage kommen. Ihr relativer Anteil kann ohne großen Fehler mit jenem geschlossener Klüfte gleichgesetzt werden, wie dies durch das Plateau in einigen Kurven der Abb. 36 A für Kluftweiten unter 0,05 mm ausgedrückt wird.

Auf dem Kesselberg liegt eine starke Querwellung im Faltenbau vor, die sich in einem unruhigen Verlauf der Faltenachsen in Einfallrichtung und -betrag ausdrückt.

Die eingemessenen Kluftweiten sind in Fig. 36 in ihrer Häufigkeit dargestellt. Die Summierung der Einzeldurchlässigkeiten über diesen Bereich ergibt eine Gebietsdurchlässigkeit von

$$k_f = 7 \cdot 10^{-4} \text{ m/s.}$$

Daraus errechnet sich aus dem Darcyschen Filtergesetz und der Kontinuitätsbedingung mit der Hauptdolomitaustrittsfläche im Raum Urfeld als E—W-gerichtete Durchflußfläche und dem Quotienten aus Höhenunterschied und Entfernung zwischen Walchensee und Kesselbergquellen als Grundwassergefällswert eine Grundwasserführung von $Q = 320 \text{ l/s}$.

Dieser Wert kommt Angaben der Bayernwerk AG (freundliche schriftliche Mitteilung) über das Mittelwasser der Quellen von rund

$$Q = 270 \text{ bis } 300 \text{ l/s}$$

sehr nahe. — Der Plattenkalkausstrich östlich Urfelds bleibt in diesen Berechnungen als Durchflußfläche unberücksichtigt, da im Plattenkalk die E—W-

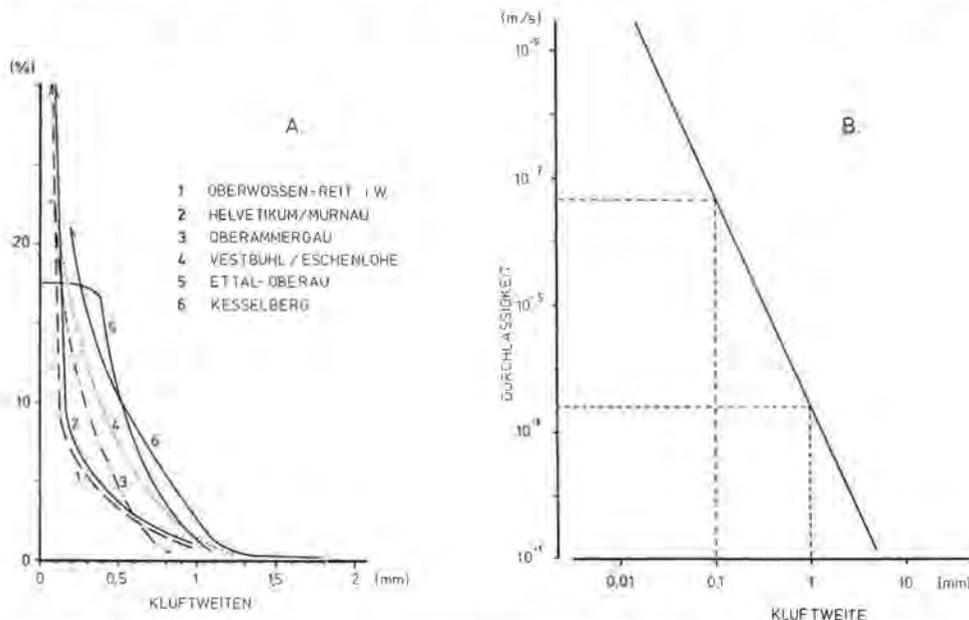


Fig. 36: A: Häufigkeitsverteilung von Kluftweiten in den verschiedenen Untersuchungspunkten des Arbeitsgebietes. B: Die Veränderung der Durchlässigkeit des Festgesteins mit der Kluftweite (Fixparameter ist der Kluftabstand $B = 1$).

gerichteten, sedimentären Trennfugen in Zahl und Öffnungsweite die Fließbewegung ganz wesentlich ost-westlich ausrichten.

Im Bereich des Vestbühl-Höhbergs bei Eschenlohe ließ sich durch Markierungsversuche eindeutig eine Wasserbewegung im Festgestein von Süd

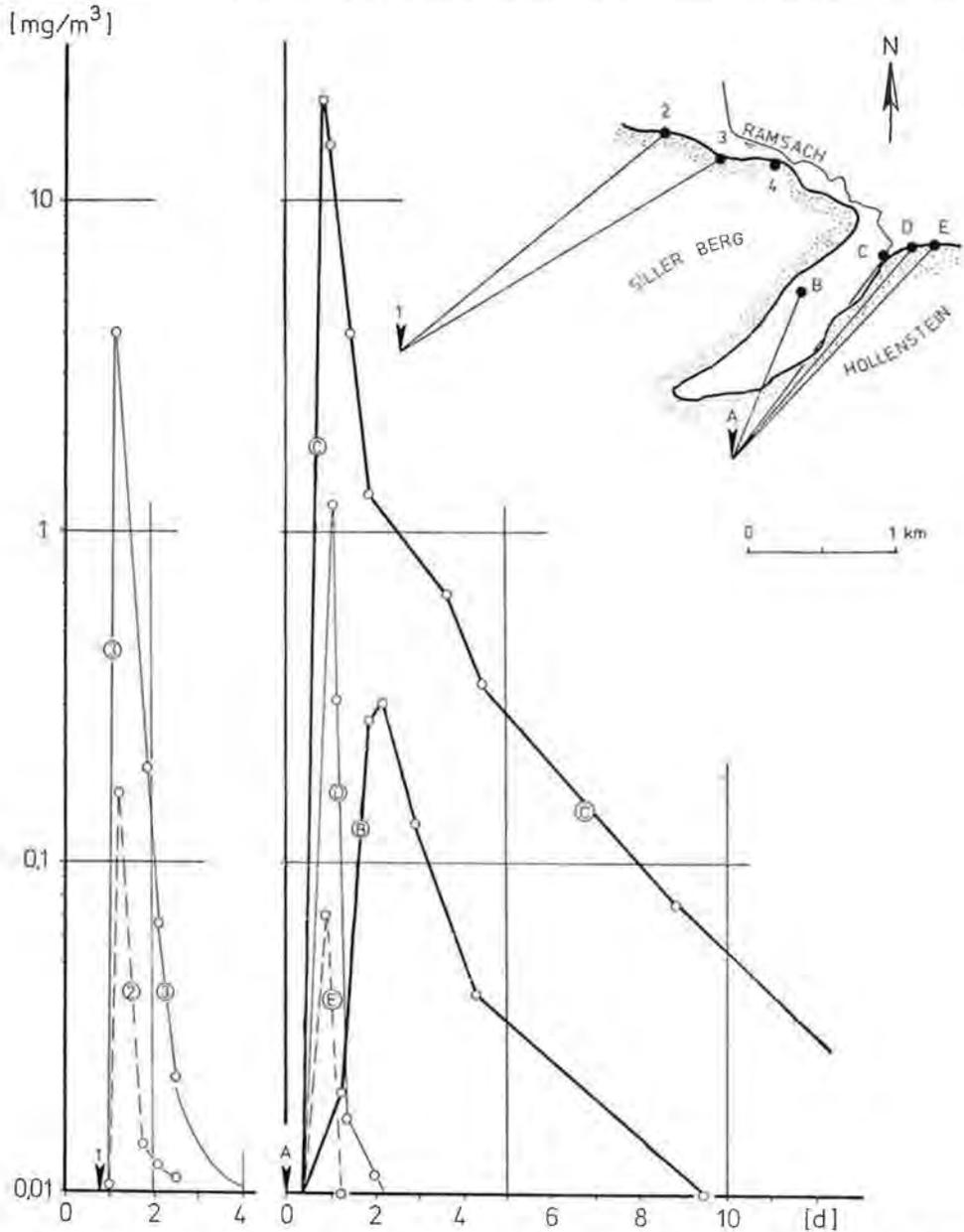


Fig. 37: Ergebnisse von Markierungsversuchen im Festgestein des Vestbühl-Höhbergs (Eschenloher Moos). Erster Versuch = arabische Zahlen; zweiter Versuch = Buchstaben. Gepunktet = Festgestein.

nach Nord feststellen. Die sulfatisch-sulfidischen Quellen am Nordrand des Festgesteinskeils, das ist die Südbegrenzung des Eschenloher Moooses, markieren eine direkte Verbindung zu den gipsführenden Raibler-Schichten bei Oberau.

Der Festgesteinskeil wird im Grundwasserniveau aus Hauptdolomit aufgebaut, der in Streichrichtung quergewellt ist und in intensiv zerklüfteten Bereichen verkarstet sein kann.

Die Verteilung der Kluftweiten gibt Fig. 36 wieder. Daraus errechnet sich aus Gl. (4) eine Gebietsdurchlässigkeit von

$$k_f = 3 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$$

und daraus eine Grundwasserführung des Festgesteins im Vestbühl von

$$Q = 187 \text{ l/s.}$$

Dieser Betrag deckt sich mit dem aus der Wasserbilanz berechneten unterirdischen Abfluß für das Niederschlagsgebiet Loisach-Eschenlohe (1170 l/s), abzüglich des unterirdischen Abflusses (1000 l/s) durch den Lockergesteinsquerschnitt bei Eschenlohe

$$\begin{aligned} Q &= 1170 - 1000 \\ &= 170 \text{ l/s (H. BERGMANN \& K.-P. SEILER, 1973).} \end{aligned}$$

Die Gebietsdurchlässigkeit für das oberflächennahe Festgestein (über 30 m Tiefe) kann hier wie anderswo aus Kluftweitenmessungen in Tagesaufschlüssen hinreichend genau bestimmt werden. Für Detailaussagen, besonders der wichtigen Frage nach hydraulisch leistungsfähigen Kluftbahnen und ihrer Beziehung zu den überwiegend wenig leistungsfähigen, engen Klüften, sind Markierungsversuche einzusetzen. Die Ergebnisse von zwei solchen Markierungsversuchen im Gebiet des Höllsteins (Bereich Vestbühl-Höhberg) zeigen, daß der Tracer besonders stark in Quellen großer Schüttung (Quelle 3 und C in Fig. 37 mit $Q > 10 \text{ l/s}$) auftritt; er wird in seiner Austrittskonzentration zunehmend schwächer mit der Entfernung von der Hauptquelle (Fig. 37). Es führen hier SW—NE-verlaufende Drainagestränge, das sind tektonische Trennflächen mit großer Spaltweite, die Hauptmasse an Kluftgrundwasser ab (K.-P. SEILER, 1969). Diese Drainagestränge werden in starken Quellaustritten sichtbar. Das Quellwasser zeigt hier im Jahresgang der elektrolytischen Leitfähigkeit ein bewegtes Auf und Ab und unterscheidet sich so von der schwachen Schüttung und von den wenig variablen elektrolytischen Leitfähigkeiten der untergeordneten Entwässerungssysteme. Am Südrand des Eschenloher Moooses haben diese Drainagestränge recht konstante mittlere Abstände von 725 m. Von W nach E gesehen speisen sie die Talrandquelle:

- bei Plaicken (H: 52 73 400; R: 44 36 500) — Fig. 37, Quelle 3,
- die Ramsachquelle (H: 52 73 075; R: 44 37 050) — Fig. 37, Quelle C, und
- die Quelle Vestbühl (H: 52 73 875; R: 44 37 875).

Weitere 700 m südöstlich der Quelle Vestbühl verläuft das NE—SW-gerichtete Loisachtal. Als Scholle zwischen dem Kluftstrang der Quelle Vestbühl und jenem des Loisachtals liegen der Zeilkopf im Nordosten und der Vestbühlberg im Südwesten, beide getrennt durch die Eschenloher Enge. Diese Engstelle liegt demnach dort, wo die Zertalung von einer tektonischen Schwächezone in eine andere, parallele tektonische Schwächezone schwenkt.

Regelmäßigkeiten im Abstand tektonischer Linien sind keine Seltenheit (E. SEIBOLD, 1951). Solche tektonische Linien, wie hier Abschiebungen und Diagonalseitenverschiebungen, sind im allgemeinen beiderseits von Auflockerungszonen begleitet bzw. Auflockerungszonen bilden eine Vorstufe zu ihnen (K.-P. SEILER, 1969); sie sind hydrogeologisch wegen ihrer großen Wasserführung besonders interessant.

Die meisten Quellen im Hauptdolomit (G. ANDRES & D. PFEIFFER, 1955, F. TRAUB, 1956), die sich auf Grund ihrer hohen und beständigen Schüttung zur Wasserversorgung eignen, sind an solche Kluftbahnen gebunden. Das Auftreten der Kluftbahnen über große Entfernungen und ihre Funktion als unterirdische Vorflut machen selbst ein wenig wasserwegesames Gestein wie den Hauptdolomit zu einem lokal interessanten Grundwasserleiter. Die Kombination von Drainagesträngen und wenig wasserwegesamen Trennfugen in ihrer Umgebung gibt dem Festgestein ein begrenztes Retentionsvermögen und rückt es so den Porengrundwasserleitern näher, ohne jedoch deren günstige Eigenschaften zur Grundwassergewinnung zu erreichen.

Im übrigen Untersuchungsgebiet wurden Kluftweitenmessungen über der Festgesteinsschwelle von Oberammergau, im Raum Oberau-Ettal, an den helvetischen Kögeln des Eschenloher Mooses, zwischen Unter- und Oberwössen sowie zwischen Reit im Winkel und Oberwössen durchgeführt. Die Kluftweiten zeigt Fig. 36, die daraus errechneten Gebietsdurchlässigkeiten gibt Tab. 16 wieder.

Nach der hier vertretenen Hypothese zur glazialen Talübertiefung (s. I, 3. 2.) in tektonischen Schwächezonen ist zu erwarten, daß das Kluftgefüge an der Talsohle stärker aufgelockert ist als an den Talhängen mit ihrer geringeren Eisüberdeckung. Aus hochliegenden und ausladenden Tälern der Zentralalpen konnte der Verfasser entsprechende Beobachtungen machen. So sind z. B. die aus Kluftweitenmessungen berechneten Gebietsdurchlässigkeiten im Tal des Vernagtbaches (Ötztal) an der Talsohle ca. fünfmal höher als an den Talflanken. — Aus den Eishaupt- und Eisnebenstromtälern der Nördlichen Kalkalpen wurden nur Meßwerte über Festgesteinsauftragungen des Taluntergrundes und des Talfußes gewonnen, da die steilen Talhänge in ihrer Klüftigkeit im allgemeinen stark durch Talzuschub beeinflusst sind (z. B. Osthang des Loisachtales, Tiroler Achenal u. a.). Die im folgenden angegebenen Ergebnisse zur Durchlässigkeit des Festgesteins beziehen sich nur auf den Bereich der Talsohle und sind somit untereinander vergleichbar. Ein Unterschied zwischen den Gebietsdurchlässigkeiten aus Eishaupt- oder Eisnebenstromtälern war nicht erkennbar (Tab. 16).

Die meisten Werte für Dolomitgesteine in Zonen mit Quer- oder Längsdehnung gruppieren sich um eine Gebietsdurchlässigkeit von 1 bis $5 \cdot 10^{-4}$ m/s. Die hohe Durchlässigkeit der helvetischen Kreide im Murnauer Moos hängt mit der Engständigkeit ihrer Klüftung (0,4 Klüfte/m) zusammen. Der Reiselberger Sandstein scheint auf Trennfugen durchlässiger zu sein als der Hauptdolomit. Wegen des groben Kornes der Sandsteine bilden sich etwas größere Kluftweiten aus. Dieser Zusammenhang zwischen Korndurchmesser und Kluftweite (K.-P. SEILER, 1969) wird im konglomeratischen bis brecciösen Cenoman über dem Hauptdolomit besonders deutlich. Hier treten an der Cenomanbasis verbreitet intermittierende und perennierende Quellen auf (Zeilkopf, Vestbühl), die z. T. für örtliche Wasserversorgungen ausreichen (Ammertal). Grund für diese erhöhte Wasserführung sind die im konglomeratisch-brecciösen Cenoman größeren mittleren Öffnungsweiten der Klüfte als im Hauptdolomit.

In Gebieten ohne Quer- und Längsdehnung zum Faltenbau treten in Dolomitgesteinen erwartungsgemäß geringe Durchlässigkeiten auf.

Tabelle 16: Gebietsdurchlässigkeiten des Festgesteins errechnet nach Kluftweitemessungen. rd = Raibler-Dolomit, hd = Hauptdolomit, KK = Kössner-Kalk, fs = Flyschsandstein, Kru = Schrattenkalk, wk = Wettersteinkalk.

Gebiet	Gestein	Querdehnung zum Faltenbau + vorhanden — fehlend	Gebiets- durchlässig- keit in 10 ⁻⁵ (m/s)	Zahl der eingemessenen Kluftweiten
Oberammergau	hd	+	18,0	62
Etall-Oberau	hd; ± rd	+	22,0	137
Höhberg-Vestbühl	hd	+	30,0	108
Kesselberg	hd	+	70,0	200
	wk	+	35,0	58
Sylvenstein	hd	—	5,7	
Ober-/Unterwössen	hd	—	0,7	30
Oberwössen-Reit	hd, KK	—	4,4	25
Helvet. Kögel,				
Eschenloher Moos	Kru	—	14,0	241
Ammertal, Loischachtal	fs	—	17,0	79

Ein Zusammenhang zwischen der Gesteinsausbildung und dem Kluftabstand oder der Bankstärke und dem Kluftabstand ist aus dem saxonischen Bereich bekannt (M. SIEBENHÜNER, 1967, A. KRAUSPE, 1970, H. BOCK, 1971) und auch für den alpinen Bereich zu erwarten, doch reicht das angefallene Untersuchungsmaterial zu keinem Beleg hierfür aus. Man darf vermuten, daß in einem Gebiet mit so wechselnden tektonischen Beanspruchungsfeldern (s. S. 23 ff.) wie im Alpenraum keine so klaren Beziehungen zwischen der Engständigkeit oder den Öffnungsweiten der Klüfte einerseits und der Gesteinsfazies andererseits bestehen wie im Bereich der saxonischen Tektonik.

Die Durchlässigkeit des Festgesteins liegt im Untersuchungsraum ein bis zwei Größenordnungen unter jener des Lockergesteins (Tab. 16, 18). Das Festgestein wirkt sich so für das Grundwasser im Lockergestein als unvollkommener bis nahezu vollkommener Grundwasserstauer aus. Das Festgestein bildet den seitlichen und basalen Rand des Grundwasserströmungsfeldes in den quartären Lockergesteinen.

Diese hier bestimmte Durchlässigkeit bezieht sich auf das unverkarstete Festgestein; ihr stehen große Durchlässigkeiten in verkarsteten Karbonatgesteinen gegenüber (Hoch-Ifen, Wetterstein, Krottenkopf u. a.). Bedingt durch die glaziale Eintiefung der Alpentäler, die „rasch“ erfolgte (s. S. 35), hinkt die Tiefenentwicklung der Verkarstung in Karbonatgesteinen im allgemeinen hinterher. So liegt heute vielerorts ein hängendes Karstwasserstockwerk im Festgestein über dem Talgrundwasser im Lockergestein. Nachdem eine unmittelbare Verbindung zwischen Karst- und Porengrundwasser meist selten ist, ist der Verfasser diesem Fragenkomplex nicht nachgegangen.

3. 1. 1. Nutzbarer Hohlraumgehalt des Festgesteins

Der nutzbare Hohlraumgehalt (n_e) des Festgesteins ist als Quotient der mittleren Öffnungsweite der Klüfte (b) und dem mittleren Kluftabstand (B) definiert

$$n_e = \frac{b}{B}$$

Die aus den Durchlässigkeiten des Festgesteins errechneten mittleren Kluftweiten und die Porosität des Festgesteins sind in Tabelle 17, Spalten 5 und 6 für die Einzelaufschlüsse angegeben. Alle Beträge liegen im Bereich bekannter Größenordnungen (K. H. HEITFELD, 1965, G. MATTHESS, 1970, A. KRAUSPE, 1970, P. UDLUFT, 1972).

Tabelle 17: Gebietsdurchlässigkeiten, mittlere Kluftabstände (B), mittlere Kluftweiten (b) und nutzbarer Hohlraumgehalt (n_s) des Festgesteins. N = Anteil an geschlossenen Klüften, M = Murnauer Moos, O = Oberammergau, hd = Hauptdolomit, wk = Wetterstein-Kalk.

1	2	3	4	5	6
Ort	$k, \times 10^{-5}$ (m/s) N (—)	B (m)	b (mm)	n_s (‰)	
Sylvenstein	5,7	0,474	1,5	0,64	0,043
Ober-/Unterwössen	0,74	0,700	1,5	0,39	0,026
Oberwössen-Reit	4,4	0,280	1,5	0,53	0,035
Vestbühl	29,0	0,234	1,5	0,97	0,064
helvet. Kögel (M)	14,0	0,400	0,4	0,53	0,132
Oberau-Ettal	22,0	0,175	1,5	0,86	0,057
Oberammergau	18,0	0,596	0,8	0,83	0,103
Burg-Bichl (O)	27,0	0,132	1,0	0,79	0,079
Kesselberg hd	70,0	0,150	1,5	1,25	0,084
wk	35,0	—	1,5	0,94	0,062
Mittelwerte	—	—	1,3	0,77	0,07

3. 2. Durchlässigkeit des Lockergesteins

Die Lockergesteine in den Alpentälern sind nach Vorkommen und Mächtigkeit die bedeutendsten Grundwasserleiter. Aus Lockergesteinen in Alpentälern liegen Pumpversuchsergebnisse vor; die eingehendsten Untersuchungen stammen aus dem Oberen Loisachtal (A. LOHR, 1967).

Für hydrogeologisch unerschlossene oder wenig erschlossene Gebiete wurden Durchlässigkeitsbestimmungen an gestört entnommenen Proben im Labor durchgeführt. Der Durchlässigkeitswert wurde aus der Kornsummenkurve (K.-P. SEILER, 1973) und zur Kontrolle in Permeameterversuchen bestimmt. Der Vergleich labormäßig bestimmter Durchlässigkeiten mit jenen aus Pumpversuchen zeigt recht gute Übereinstimmung (K.-P. SEILER, 1973, H. BERGMANN & K.-P. SEILER, 1973).

In Tabelle 18 sind die Ergebnisse zur Durchlässigkeit von würmeiszeitlichen und holozänen Lockermaterialien aus dem Arbeitsgebiet aufgeführt. Untersuchungen an Nagelfluhen, stark verkitteten Lockermaterialien und feinkörnigen Stauraumsedimenten wurden nicht durchgeführt.

Bach- und Hangschuttbildungen weisen eine überdurchschnittlich hohe und über alle Untersuchungsgebiete eine wenig variable Durchlässigkeit auf. Lediglich im Raum Unter- und Oberwössen führen die besonders hohen Tonanteile in den Bachschuttbildungen (s. S. 61) zu niedrigen Durchlässigkeiten. Hier stammt der Bachschutt von Flüssen und Gerinnen mit geringer Transportkraft, d. h., er wurde in wenig bewegtem Milieu abgelagert.

Die Kornverteilung der Hang- und Bachschuttbildungen ist nur wenig unterschieden von jener der fluvioglazialen Kiese (Fig. 26—28). Ihre hohe Durchlässigkeit beruht auf der Splittigkeit des Kornes (K.-P. SEILER, 1974) und den daraus resultierenden hohen Porositätsbeträgen dieser Lockermaterialien. Hydrogeologisch gesehen lassen sich Materialien gleicher Kornverteilung mit abnehmender Rundung, d. h. mit einer zunehmenden Splittigkeit des Kornes, immer weniger leicht dicht packen.

Tabelle 18: Mittlere Durchlässigkeiten von Lockergesteinen in Alpentälern des Arbeitsgebietes. Ergebnisse von rd. 200 eigenen Durchlässigkeitsuntersuchungen. EN = Eisnebenstrom, EH = Eishauptstrom.

Gebiet	Durchlässigkeit (in 10^{-3} m/s)		Literaturquelle
	glaziale und fluvioglaziale Kiese	Hang- und Bachschutt	
Ammertal (EN)	2,0	—	—
Loisachtal, Oberau (EH)	15,0	28,0	(A. LOHR 1967)
Loisachtal, Eschenloher Moos (EH)	7,5	28,0	—
Loisachtal, Murnauer Moos (EH)	3,3	15,0	—
Isartal, Wallgau (EH)	7,5	n. b.	—
Kesselberg (EH)	—	13,0	—
Leitzachtal, Deltakiese (EN)	66,0	—	—
Leitzachtal (EN)	10,0	30,0	—
Achental, Schleching (EH)	—	51,0	—
Oberwössen (EN)	—	4,8	—
Unterwössen (EN)	—	0,3	—
Rote Traun (EN)	1,0	—	(J.-P. WROBEL in K. DOBEN 1973)
Weißer Traun (EN)	8,0	—	(J.-P. WROBEL in K. DOBEN 1970)

In den Bach- und Hangschuttbildungen versickern die meisten Seitenbäche vor bzw. bei ihrer Einmündung in das Haupttal; solche Sedimente sind die bedeutendsten Gebiete einer Grundwasserneubildung in den Alpentälern. Die Grundwasserneubildung aus dem Festgestein mit seiner geringen Durchlässigkeit ist demgegenüber vernachlässigbar.

Unter limnischen Sedimenten (Tab. 18) haben solche aus der Mitte und vom Ende des Sedimentationsraumes sehr kleine Durchlässigkeiten (Murnauer Moos, Oberwössen), Deltaschüttungen hohe Durchlässigkeiten (Leitzachtal). Die Durchlässigkeit fluviatil-limnischer Sedimente kann weit unter 10^{-5} m/s reichen und wird dann für eine Grundwassergewinnung ungeeignet.

Es besteht, wie erwartet, eine Beziehung zwischen Durchlässigkeit und Genese der Lockersedimente. Im Untersuchungsgebiet haben nur Moränenmaterialien eine einigermaßen gleichmäßige Flächenverbreitung, jedoch oft schwankende Mächtigkeit. Ihre Durchlässigkeit ist mit Ausnahme der mergeligen Grundmoräne in Eishauptstromtälern für eine Grundwassererschließung sehr geeignet (Lechtal, Loisachtal, Isartal), in Eisnebenstromtälern geeignet (Ammertal, Leitzachtal, Tiroler Achental) bis ungeeignet (Wössner Tal). Die bedingte Eignung von Moränenmaterialien in Eisnebenstromtälern zur Grundwassergewinnung hängt sowohl mit ihrer im Vergleich zu Eishauptstromtälern feinkörnigeren Ausbildung als auch mit ihrer im allgemeinen geringen Mächtigkeit zusammen.

Die Durchlässigkeit der fluviatilen Sedimente über den Moränen (Fig. 26) wird ganz wesentlich von limnischen Einschaltungen geprägt.

Die Durchlässigkeiten sind räumlich gesehen sehr variabel. Die Hintereinanderschaltung mehrerer Grundwasserbecken mit fluviatil-limnischen Sedimenten führt zur Bildung zunehmend feinkörnigerer, d. h. weniger durchlässiger Sedimente stromabwärts in der Beckenkette (z. B. Oberauer Abschnitt des Loisachtales—Murnauer Moos—Kochelsee Moos). Diese Tendenz wird in der Jungschichtenzone, der Flyschzone und der helvetischen Zone durch das reichlich vorhandene, erosionsanfällige tonige Muttergestein besonders begün-

stigt und führt hier zur Bildung überwiegend limnischer Feinklastika (Pulvermoos/Ammertal, Murnauer Moos, Kochelsee Moos, Fischbachauer Raum, Oberwössen u. a.).

Fluviatile Sedimente ohne limnische Einschlüsse treten nur selten als flächig verbreitete, geschlossene Bildungen auf. Durch die starke Übertiefung der Eisstromtäler gegenüber ihren Nebentälern bauen sich mächtige Schuttkegel aus den Neben- in die Haupttäler hinein und behindern so lokal und zeitenweise die Entwässerung des Haupttales. Der Lauf des Hauptvorfluters wird von diesen Schuttkegeln ebenso beeinflusst wie die Verteilung grob- und feinklastischer Sedimente. So weisen zwar die Grundwassermeßstellen im oberen, fluviatil gebildeten Grundwasserstockwerk des Oberauer Gebietes einen gleichen bis sehr ähnlichen Gang in den Grundwasserspiegelschwankungen auf; doch zeigen unsere Markierungsversuche, daß die Grundwasserfließrichtung der Tracer nur selten übereinstimmt mit jener, die sich aus dem Grundwassergleichenplan konstruieren läßt.

3. 2. 1. Nutzbarer Hohlraumgehalt des Lockergesteins

Das gesamte Porenvolumen liegt für fluviatile Kiese bei 25 bis 30%, für Moränen bei 20 bis 25%; Moränenmaterialien sind dichter gepackt, und sie sind dadurch in ihren seismischen Geschwindigkeiten von fluviatilen Bildungen deutlich zu unterscheiden.

Der nutzbare Hohlraumgehalt (n_e) ist für die untersuchten Kiese weitgehend identisch mit dem spontan entwässerbaren Hohlraumvolumen (Speicherkoeffizient) für ungespannte Grundwässer (K.-P. SEILER, 1975) und steht hier für Rundkornmaterialien, also ohne Hang- und Bachschutt, mit der Durchlässigkeit in der Beziehung:

$$k_f = 62,5 n_e^2$$

mit k_f (cm/s) und n_e (—).

Im Arbeitsgebiet liegen die nutzbaren Hohlraumgehalte für glaziale Sedimente zwischen 7% und 20%, für Hang- und Bachschuttbildungen zwischen 20% und 30%.

Die Speicherkoeffizienten für gespannte Grundwässer liegen unabhängig von der Durchlässigkeit des Lockermaterials bei 10^{-3} bis 10^{-4} (—). Übergänge vom gespannten zum ungespannten Zustand des Grundwassers treten auf und drücken sich in Übergängen von kleinen zu großen Speicherkoeffizienten aus.

3. 2. 2. Abstandsgeschwindigkeiten im Lockergestein¹

Durch einen groß angelegten Markierungsversuch der Städtischen Wasserwerke München, der gemeinsam mit Herrn Dipl.-Ing. Behrens und auf Anregung von Herrn Prof. Neumaier im Oberen Loisachtal durchgeführt und ausgewertet wurde, konnten Abstandsgeschwindigkeiten des Grundwassers im Lockergestein gemessen werden.

Die Fließzeit zur Berechnung der Abstandsgeschwindigkeit wird der Tracerdurchgangskurve entnommen. Markante und hydrogeologisch wichtige Zeitmarken der Durchgangskurve sind der Beginn des Tracerdurchgangs (t_1), das Maximum des Tracerdurchgangs (t_2) und der Durchgang des halben Integrals der Konzentration-Zeit-Kurve (t_3). Mit einem Vorschlag von Herrn Diplom-

¹ Herrn Stadtbaudirektor Lohr danke ich für die freundliche Genehmigung zur Verwendung dieser Untersuchungsergebnisse.

ingenieur Behrens wird mit diesen Fließzeiten eine maximale (v_{a1}), eine häufigste (v_{a2}) und eine mittlere Grundwasserfließgeschwindigkeit (v_{a3}) definiert. Unter diesen Geschwindigkeitswerten ist der Betrag der maximalen Grundwasserfließgeschwindigkeit wesentlich von der Nachweisempfindlichkeit des Tracers bestimmt; der Wert der mittleren Fließgeschwindigkeit ist häufig identisch mit der Abstandsgeschwindigkeit. Als Ergebnis dieser und anderer Versuche ergeben sich folgende Verhältniswerte für diese Geschwindigkeiten:

Loisachtal	$v_{a1} : v_{a2} : v_{a3} = 2,7 : 1,3 : 1$ (8 Versuche)
Dornach bei München	$v_{a1} : v_{a2} : v_{a3} = 3,3 : 1,2 : 1$ (17 Versuche)

Die Abstandsgeschwindigkeiten im unteren Grundwasserstockwerk des Oberen Loisachtales erweisen sich in 8 Versuchen über verschieden lange Fließstrecken als recht einheitlich im Gegensatz zu jenen des oberen Grundwasserstockwerks. Sie liegen im unteren Grundwasserstockwerk zwischen 20 m/d und 26 m/d und weisen so für diese Moränenmaterialien ein ausgewogenes Grundwasserströmungsfeld aus.

Über das Darcysche Gesetz

$$v_f = k_f \cdot i$$

die Beziehung zwischen Filter- (v_f) und Abstandsgeschwindigkeit (v_a)

$$v_f = n_e \cdot v_a$$

und die Beziehung zwischen Durchlässigkeit (k_f) und nutzbarer Porosität (n_e)

$$k_f = n_{e3} \cdot 62,5$$

läßt sich bei bekanntem Grundwassergefälle ($i = 3\text{‰}$) aus der Abstandsgeschwindigkeit die Durchlässigkeit berechnen:

$$k_f = \left(\frac{v_a}{i \cdot 7,91} \right)^2 \text{ (cm/s)}$$

Für das Obere Loisachtal errechnet sich aus den Abstandsgeschwindigkeiten von 20 m/d bzw. 26 m/d eine Durchlässigkeit von $0,95 \cdot 10^{-2}$ (m/s) bzw. $1,6 \cdot 10^{-2}$ (m/s). Dieser Durchlässigkeitswert stimmt mit Pumpversuchsergebnissen aus dem gleichen Gebiet ($1,5$ bis $2,0 \cdot 10^{-2}$ m/s) sehr gut überein (A. LOHR, 1967).

Neben der Fließzeit läßt sich bei hoher Zahl an Beobachtungspiegeln in richtiger Auswahl die generelle Grundwasserbewegungsrichtung angeben. Die Diskussion dieser Ergebnisse erfolgt zusammen mit jener über Grundwasserströmungsfelder.

3. 3. Infiltration über Hang- und Bachschuttbildungen

Hang- und Bachschuttkegel treten in den Alpentälern verbreitet auf; sie bilden Zonen bevorzugter Grundwasserneubildung. Über Sickervorgänge in der ungesättigten Bodenzone ist allgemein sehr wenig bekannt, dies gilt auch für das Arbeitsgebiet. Systematischere Untersuchungen haben Herr Diplomingenieur Behrens und der Verfasser angestrebt und eingeleitet. Es lassen sich daher zu diesem Fragenkomplex nur erste, aber trotzdem aufschlußreiche Ergebnisse mitteilen.

Die Infiltrationskapazität der Hang- und Bachschuttbildungen ist besonders hoch; sie beträgt im Bereich der Eschenlaine (Raum Eschenlohe) ca. 940 l/s

auf einer Fläche von 10^5 m². Über dem Schuttkegel des Kuhfluchtbaches im Loissachtal und jenem des Aiplbaches im Leitzachtal liegt die Infiltrationsrate jeweils etwa halb so hoch wie über dem Schuttkegel der Eschenlaine. Die Sickergeschwindigkeit in den Hang- und Bachschuttbildungen ändert sich mit der Infiltrationsrate und kann bei optimaler Wasserführung auf den Sickerwegen bis zu mehreren Dekametern pro Tag betragen. Im Schuttkegel des Kuhfluchtbaches betrug die Sickergeschwindigkeit 20—30 m/d.

Eine Besonderheit für die Sickerbewegung stellt der schichtige, quasi zwiebel-schalenförmige Aufbau der Bach- und Hangschuttkegel dar. Er begünstigt die Ausbildung eines großen Öffnungswinkels des Infiltrationskegels und damit eine weitflächige Verteilung des Sickerwassers in den Untergrund. Dies bedeutet aber auch, daß trotz der hohen Infiltrationsgeschwindigkeiten eine mögliche Schadstoffführung des Oberflächenwassers, die im Wege der Infiltration in das Grundwasser gelangt, in der wassergesättigten Bodenzone in hoher Verdünnung, da weitflächig verteilt, auftritt. Im Oberen Loissachtal kann aus einem Vergleich von Markierungsversuchen in der ungesättigten Bodenzone und im Grundwasserleiter nachgewiesen werden, daß unter gleichen hydrogeologischen Bedingungen und unter gleichen Beobachtungsbedingungen die Tracerkonzentration, die über die ungesättigte Bodenzone bei höchster Infiltrationsrate ins Grundwasser gelangt, bis zu 10^4 mal geringer ist als die, die direkt ins Grundwasser eingegeben wurde. Die Horizontalentfernungen zwischen den Eingabepunkten und den Nachweispunkten waren bei den Markierungen des Sickerwassers bzw. des Grundwassers gleich. Diese weitflächige Verteilung des Infiltrates über die Grundwasseroberfläche führt zu keiner meßbaren Veränderung des Grundwasserströmungsfeldes; so verhalten sich die Strömungsfelder im Oberen Loissachtal in Gebieten mit und solchen ohne Infiltrationen in Hang- und Bachschuttkegeln hydraulisch gleichartig.

Die Durchsickerung von Schadstoffen durch die ungesättigte Bodenzone führt zu einer weitflächigen Verteilung des Infiltrates und damit auch zur Verdünnung der Schadstoffe und zu einer Belüftung des Infiltrates. Die Faktoren Verdünnung und Belüftung in der ungesättigten Bodenzone begünstigen eine rasche chemische Veränderung von abbaufähigen Substanzen im Infiltrat (A. GOLWER u. a., 1970). Damit kann aber eine besonders hohe Infiltrationsrate in der ungesättigten Bodenzone nicht mehr mit einer besonders hohen Schutzbedürftigkeit des Grundwassers vor chemisch abbaufähigen Schadstoffen gleichgesetzt werden.

Diese ersten Untersuchungsergebnisse machen deutlich, daß geringe Schadstoffkonzentrationen im Grundwasser, die über die ungesättigte Bodenzone dorthin gelangten, ihre Ursache nicht nur in chemischen, sondern auch in hydraulischen Prozessen haben, die sich in der ungesättigten Bodenzone abspielen. Aufgabe zukünftiger Untersuchungen ist es daher, quantitativ den Anteil an hydraulischen von jenen an chemischen Prozessen in der ungesättigten Bodenzone voneinander zu trennen, die Bedeutung ihres Zusammenspieles aufzuzeigen und ihren Zusammenhang mit dem geologischen Profil darzustellen.

4. Strömungsfelder in Grundwasserbecken

In den Alpentälern treten unter quartären Lockermaterialien glazial längs-übertiefe Täler auf, die oft zu Sedimentbecken großer Ausdehnung und Tiefe führen. Die Form solcher Becken wird großzügig von der Verteilung der

teilung der Lockersedimente und der Form der glazial längsübertieften Täler treten Besonderheiten für die Grundwasserbewegung auf.

Grundwasserströmungsfelder werden durch den Verlauf der Stromlinien und Potentiale in einem Grundwasserleiter beschrieben. Diese Parameter geben eine idealisierte Vorstellung der Grundwasserbewegung nach Richtung und Betrag. Idealisiert, da die Potentialtheorie strenggenommen nur für trägheitsfreie Flüssigkeiten gilt, was für sehr kleine Grundwassergeschwindigkeiten und hohe Durchlässigkeiten in guter Näherung zutrifft.

Grundwasserbecken in glazial übertieften Tälern sind durch das Auftreten von Festgesteinsschwellen quer zum Grundwasserstrom und oberstromig gelegenen, tief hinab verfüllten Mulden gekennzeichnet (Fig. 38). Über den Schwellen treten stets hohe Potentialliniendichten (Spitzen- oder Kanten-

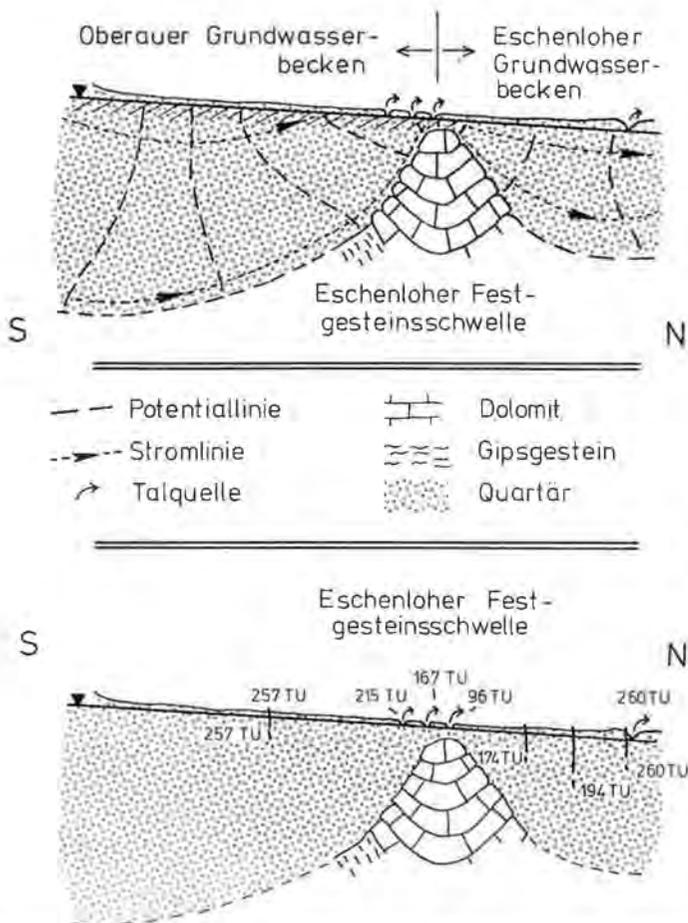


Fig. 38: Talparalleler Schnitt durch den glazial längsübertieften Loisachtal-Abschnitt zwischen Farchant und Eschenlohe. Der schraffierte Bereich gibt den für eine Grundwassergewinnung interessanten Teil der Talverfüllung wieder (unmaßstäblich; in den Höhenproportionen zutreffend). Oben: Das Potentialströmungsfeld. Unten: Ergebnisse von Tritiumuntersuchungen zum Grundwasserströmungsfeld.

wirkung), im Beckentiefsten geringe Potentialliniendichten auf (J. KOZENY, 1953). Mit der Potentialliniendichte steigt und fällt gleichsinnig die Stromliniendichte und mit dieser die Grundwasserfließgeschwindigkeit. Es sind folglich (Fig. 38) im Beckentiefsten von unten nach oben zunehmende Grundwasserfließgeschwindigkeiten vorhanden und eine schräg von unten nach oben gerichtete Grundwasserbewegung zu erwarten. Die Grundwasserbewegung an der Oberfläche ist um so stärker von jener in der Tiefe unterschieden, je unterschiedlichere Potentialdifferenzen auf beiden Fließwegen auftreten und je stärker die Durchlässigkeit, z. B. im Zuge der Kompaktion, mit der Tiefe abnimmt. Stromlinienfelder mit Bündelung und Spreizung der Stromlinien treten auch in Tälern ohne hochliegende Schwellen, aber schluchtenartigen Verengungen auf. Ihnen stehen Parallelstromlinienfelder in Talfüllungen ohne bedeutende Querschnittsveränderungen im Untergrund gegenüber.

Solche Parallelstromlinienfelder treten nach Untersuchungen des Verfassers im Ammerquertal, im Isartal unterstromig der Sylvensteinenge, im Rottach-, Weißachtal und Schlierseegebiet auf. Strömungsfelder mit Bündelung und

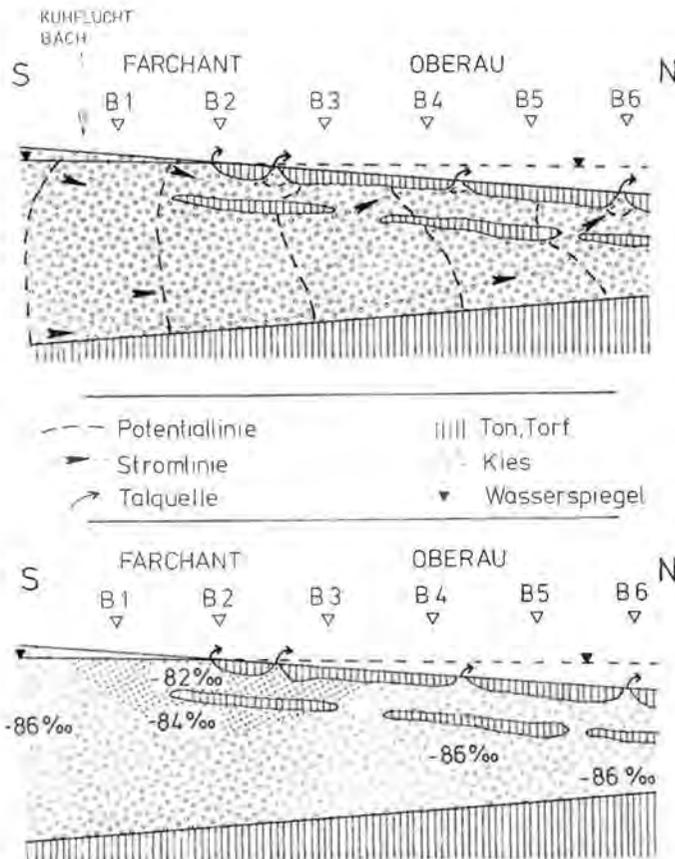


Fig. 39: Talquellen in Grundwasserbecken und ihr Einfluß auf die oberflächennahe Verzerrung des Grundwasserströmungsfeldes; gezeigt am Beispiel des Oberen Loisachtales zwischen Farchant und Eschenlohe. Oben: Das Potentialströmungsfeld. Unten: Ergebnisse von Deuteriumuntersuchungen zum Grundwasserströmungsfeld.

Spreizung der Stromlinien erscheinen im Ammerlängstal, im Loissachtal (Oberauer- und Eschenloher Raum), im Isartal oberstromig der Sylvensteinenge und der Porta Claudia, im Leutasch-, Leitzach-, z. T. im Priental und im Tiroler Achen- mit Wössner Tal; alle letztgenannten Täler umfassen damit die meisten, aber auch mit die ergiebigsten Grundwasservorkommen in den bayerischen Alpentälern (Tab. 13). Sie bilden hydrogeologisch weitgehend geschlossene Systeme.

Beide Typen von Strömungsfeldern können durch hydraulische und geologische Sonderbedingungen mannigfaltig variiert werden. Solche Sonderbedingungen liegen vor, wenn Bahnen erhöhter Wasserwegsamkeit, wie Hang- und Bachschuttkegel (Tab. 18) und hydraulisch aktive, geologische Grenzflächen (K.-P. SEILER, 1975 a), aber auch mächtige, undurchlässige Lockergesteine das Strömungsfeld beeinflussen, ohne es generell zu verändern. Die Wirkung dieser Faktoren wird im folgenden beschrieben.

Hang- und Bachschutt tritt im Arbeitsgebiet verbreitet auf; er lagert sich seitlich an das Talgehänge an und greift lateral in die Talfüllung ein. Seine Durchlässigkeit (Tab. 18) ist hoch im Vergleich zu anderen Kiesen. Je stärker die Durchlässigkeiten im Hang- und Bachschutt von ihrer Umgebung (Fest- und Lockergestein) unterschieden sind, um so bedeutender richten diese Sedimente das Grundwasserströmungsfeld auf sich aus. Dieser hydraulische Einfluß der Hang- und Bachschuttbildungen auf das umgebende Grundwasserströmungsfeld erhöht sich, wenn natürliche oder künstlich angelegte Quellen in ihm auftreten, z. B. Talquellen (s. u.) und Grundwasserfassungen.

Hydraulisch aktive, geologische Grenzflächen können dort auftreten, wo grobkörniges Lockermaterial an kompaktiertes Feinkornmaterial oder an Festgestein grenzt. Sie finden sich folglich als horizontale Schichtgrenzen in Verbindung mit einer plötzlichen Änderung der Sedimentationsverhältnisse nach vorangegangener Sedimentationsunterbrechung, aber auch als vertikal verlaufende Grenzfläche am Kontakt Fest-/Lockergestein. Solche Grenzflächen können, wie Klüfte im Gestein, geradezu eine unterirdische Vorflut bilden (K.-P. SEILER, 1969), also als flächiges Element das Grundwasserströmungsfeld in ihrer unmittelbaren Umgebung auf sich ausrichten. Besonders am Talrand können sie am Kontakt Fest-/Lockergestein die Fließgeschwindigkeiten im tieferen Teil eines Grundwasserbeckens erhöhen; solche Grenzflächen begünstigen z. B. den Aufstieg der 10,5° C warmen Schwefelquellen in den „Sieben Quellen“ bei Eschenlohe.

Die Grenzflächen sind für eine Grundwasserfassung aus zwei Gründen besonders förderlich. Einerseits bilden sie am Schnitt mit der Oberfläche ein lineares Element, das nur schwer von der Oberfläche beeinflußt werden kann. Darüber hinaus bewirken sie eine Vergrößerung der Brunneneinzugsfläche und damit eine großräumige Beeinflussung des Grundwasserleiters bei Förderbetrieb; die wesentlichen Veränderungen im Grundwasserströmungsfeld vollziehen sich bei einer Grundwasserförderung entlang der Grenzfläche und damit nicht einheitlich in der Umgebung des Förderbrunnens (K.-P. SEILER, 1975 a). Diese Wirkung hydraulisch aktiver Grenzflächen ist durchwegs vergleichbar mit dem Einfluß eines Horizontalfilterbrunnens auf das Grundwasserströmungsfeld; sie bewirken aber eine weitaus weniger tiefgreifende Veränderung des gesamten Grundwasserströmungsfeldes mit der Förderung.

In den Talebenen geben sich vertikal verlaufende, hydraulisch aktive Grenzflächen in der einseitigen, perlschnurartig an den Talrand gebundenen Verbreitung von Quellaufstößen zu erkennen. Besonders markant tritt dieser Effekt

im Loisachtal auf. Zwischen Farchant und Eschenlohe sind alle bedeutenden Quellen an den Talrand gebunden. Diese Quellen stehen in Kommunikation mit dem Grundwasser als ganzem. So kann an den „Sieben Quellen“ beobachtet werden, daß die sulfatischen Wässer aus der Tiefe zu Hochwasserzeiten wesentlich stärker fließen, ohne in ihrer Mineralisation Anzeichen für eine Beimischung von Oberflächen- oder Infiltrationswasser aufzuweisen. Die Änderung der Quellschüttung hängt hier mit einem Druckausgleich im Grundwasserkörper zusammen.

Im Grundwasserhöhenplan für das Eschenloher Moos (Fig. 40) zeigt sich eine Vorflutwirkung im Westteil des Gebietes (Raum Plaicken-Krebssee) an. Diese Vorflut ist unterirdisch; es ist vermutlich die Wirkung einer vertikal verlaufenden, hydraulisch aktiven geologischen Grenzfläche.

Im kalkalpinen Leitzachtal tritt im Raum Geitau-Bayrischzell die Mehrzahl

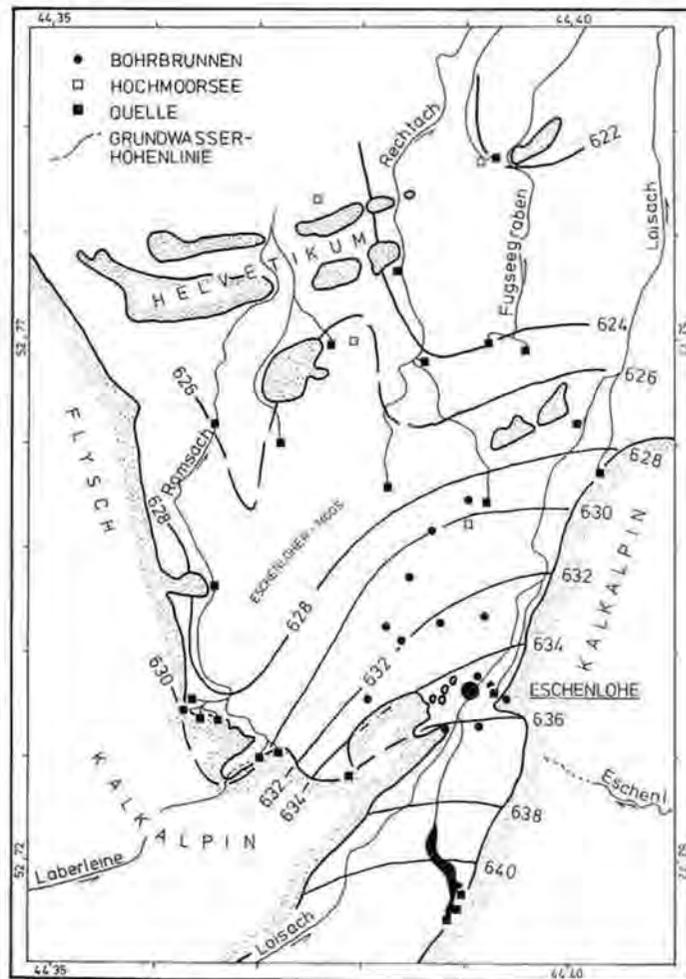


Fig. 40: Grundwasserhöhenplan in m ü. NN für das Eschenloher Moos nach einem Höhennivellement von allen Talquellen, von Grundwasserständen in Bohrbrunnen und von Hochmoorseen (September 1972). Gepunktet = Festgestein.

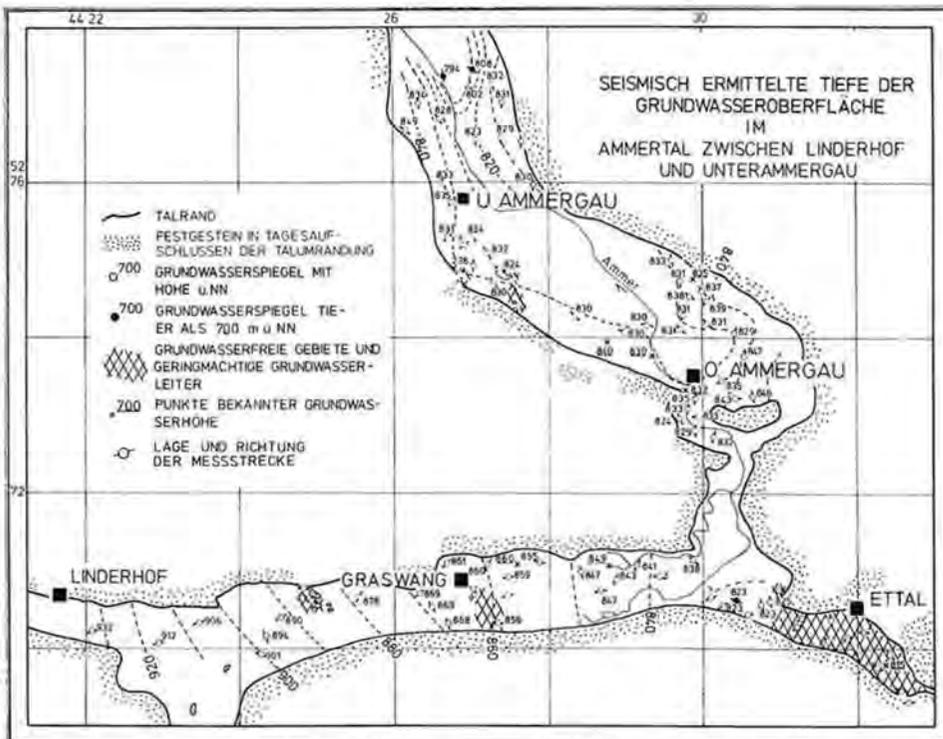


Fig. 41: Grundwasserhöhenplan nach eigenen hammerschlagseismischen Untersuchungen im Ammerlängs- und -quertal (September 1973).

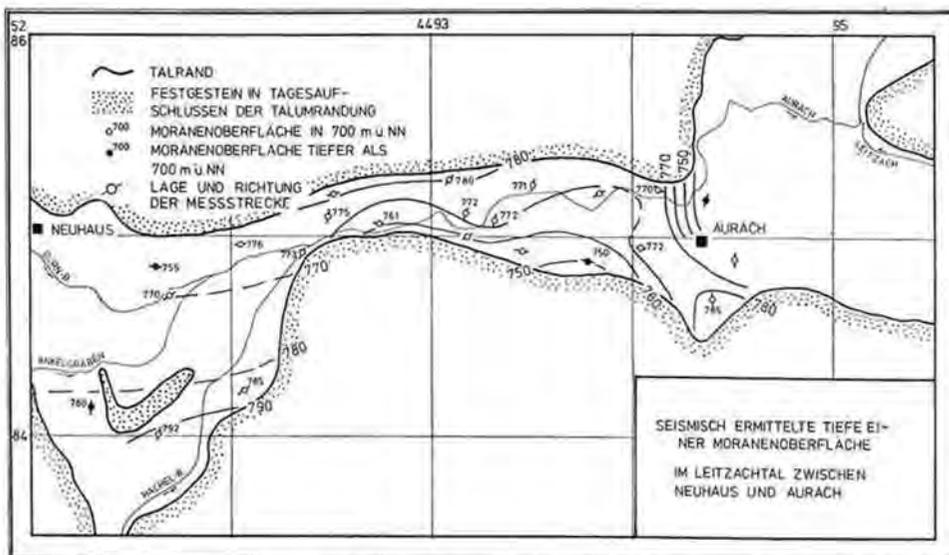


Fig. 42: Grundwasserhöhenplan für den Raum Aurach—Neuhaus im Leitzachtal nach eigenen hammerschlagseismischen Untersuchungen (März 1974).

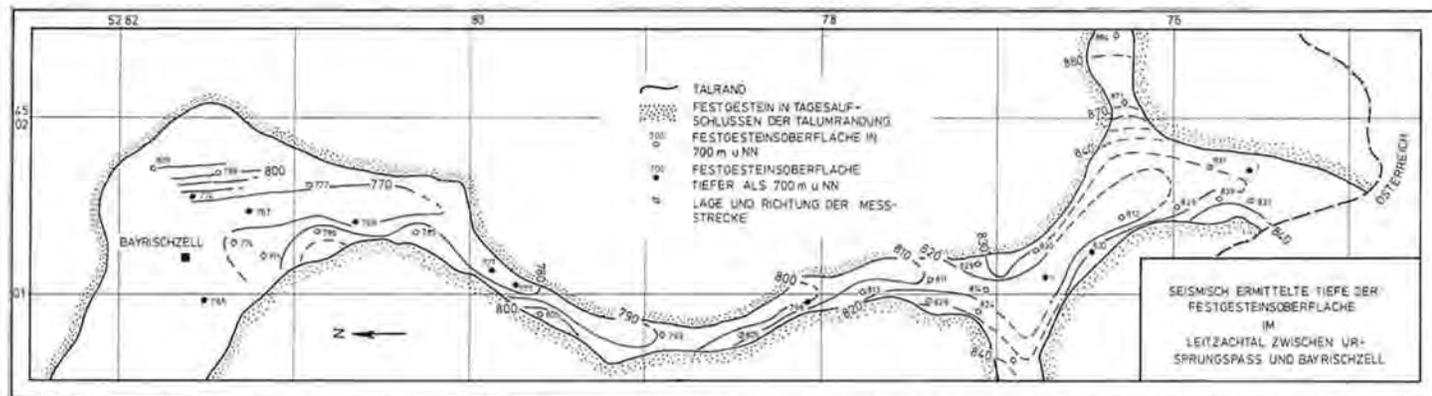


Fig. 43: Grundwasserhöhenplan für den Raum Ursprungspäß—Bayrischzell im Leitzachtal nach eigenen hammerschlagseismischen Untersuchungen (September 1974).

der Quellen am südlichen Talrand aus. Die Grundwasseroberfläche fällt in diesem Raum einseitig auf den südlichen Talrand zu ein (freundliche Mitteilung von Herrn Egger). Dies mag mit hydraulisch aktiven Grenzflächen entlang des Talrandes, aber auch mit dem Eingreifen von Schuttkegeln in die Talverfüllung zusammenhängen. Sicher wird diese einseitige Ausrichtung des Grundwasserströmungsfeldes heute durch die erfolgte Kanalisierung und Vorflutwirkung der Leitzach beeinflusst, sie ist jedoch nicht der eigentliche Grund hierfür, wie es sich in der Verteilung der Quellen aus früheren Zeiten anzeigt.

Die Talquellen, aus denen Grundwasser punktförmig zutage tritt, wirken sich auf das Grundwasserströmungsfeld wie ein unvollkommener Brunnen aus. Sie verzerren oberflächennah das Strömungsfeld (Fig. 39) so, daß in ihrem Wirkungsbereich die Grundwasserfließgeschwindigkeit höher ist als im übrigen Grundwasserströmungsfeld. Die Tiefe, bis zu der Talquellen das Grundwasserströmungsfeld beeinflussen, wächst mit der Quellschüttung und hängt nicht zuletzt von geologischen Besonderheiten ab. Die Quellen führen so beschleunigt

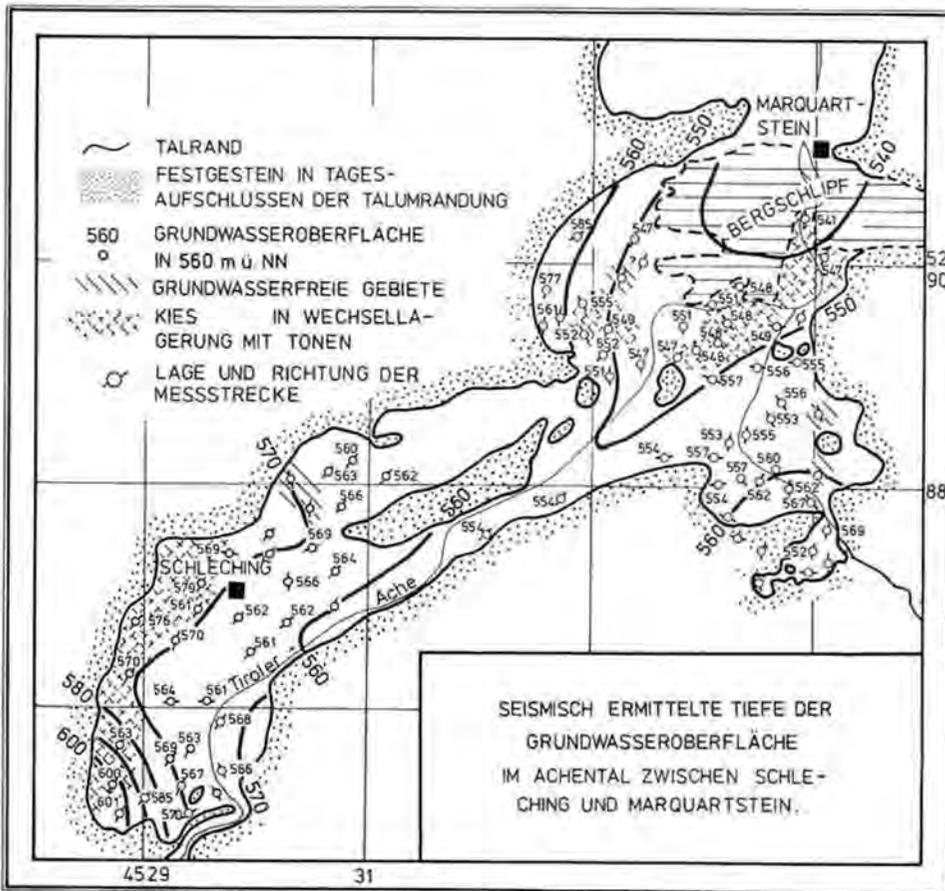


Fig. 44: Grundwasserhöhenplan für das Tiroler Achenal im Raum Schleching–Marquartstein nach eigenen hammerschlagseismischen Untersuchungen (März 1975).

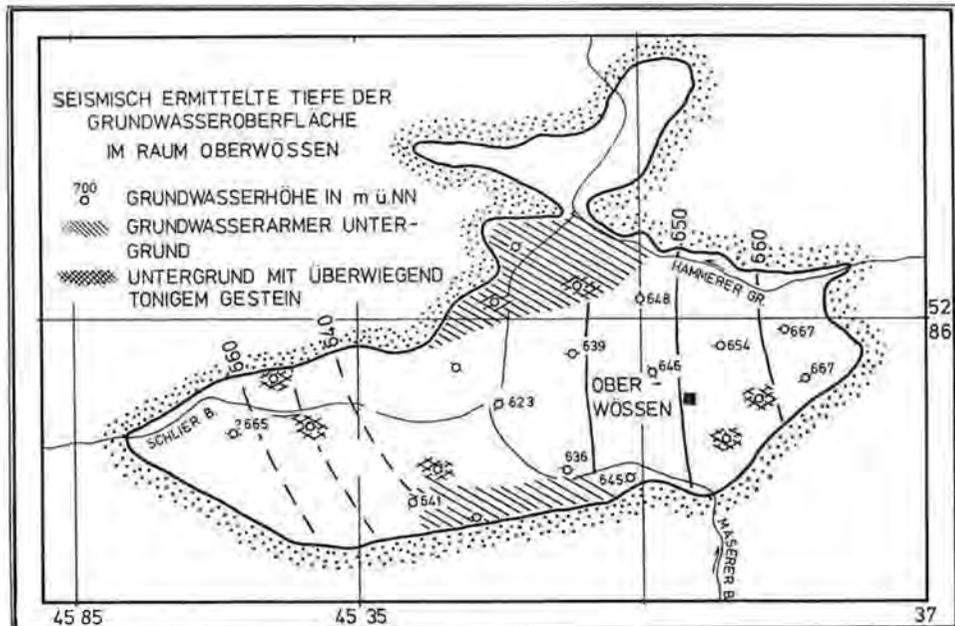


Fig. 45: Grundwasserhöhenplan für den Raum Oberwössen nach eigenen hammer-schlagseismischen Untersuchungen (September 1974).

oberflächennahes Grundwasser in ihrem Einzugsbereich zutage und beeinflussen die Verweilzeit tieferen Grundwassers nur wenig.

Das Grundwasserströmungsfeld von Grundwasserbecken wird durch Talquellen in seinem ursprünglichen Verlauf verzerrt. Die Talquellen sind jedoch im ganzen nur ein zusätzliches Moment für das vorhandene Strömungsfeld im Grundwasserbecken.

4. 1. Die Grundwasseroberfläche

Die Neigung der Grundwasseroberfläche entspricht weitgehend dem Grundwassergefälle. Grundwassergleichenpläne können aus Grundwasserständen in Bohrbrunnen aus einem Höhennivellement der Talquellen und -seen (Fig. 40) und aus hammer-schlagseismischen Daten ermittelt werden (Fig. 41—45).

Stark geneigte Grundwasseroberflächen treten in Lockergesteinen geringer Durchlässigkeit (Ammertal, Raum Oberwössen) und dort auf, wo Talquellen punktförmig oder/und Vorfluter flächig große Grundwassermengen aufnehmen und so die Grundwasserbewegung besonders stark auf sich ausrichten.

Unterschiede in den Grundwasserständen flacher und tiefer Bohrbrunnen hängen nicht ausschließlich mit einer Grundwasserstockwerksgliederung zusammen (J.-P. WROBEL, 1970), sondern dürften weit häufiger auf geneigte Potentialflächen zurückzuführen sein (Fig. 39), wie z. B. im Loissachtal.

4. 2. Ergebnisse zur Untersuchung der elektrolytischen Leitfähigkeit

In verschiedenen Alpentälern treten Raibler Wässer auf (L. GERB, 1957), die sich von den Kalkschotterwässern (L. GERB, 1956) durch ihren erhöhten Sulfat- bzw. Sulfidgehalt unterscheiden. Ihr Schwefelgehalt kommt von den Gipsvorkommen in den oberen Raibler-Schichten (s. S. 20). Der erhöhte Schwefelgehalt

der Raibler Wässer drückt sich in einer gegenüber Kalkschotterwässern (350 bis 400 μS) erhöhten elektrolytischen Leitfähigkeit aus (500 bis 2000 μS). Beide Grundwassertypen unterscheiden sich zusätzlich von den Grundwässern des Plattenkalkes und des Hauptdolomits (200 bis 250 μS).

Die Grundwässer erhalten so durch das Gestein, das sie durchflossen haben, eine natürliche Markierung, die mit einfachen Mitteln, wie z. B. durch die Messung der elektrolytischen Leitfähigkeit, meßbar ist und Aufschluß über Grundwasserschichtungen und die Durchmischung verschiedener Grundwässer gibt.

Im Eschenloher Moos überschichten Grundwässer des engeren Einzugsgebietes Schwefelwässer, die aus dem südlichen Loisachtal stammen. Die Schwefelwässer fließen als sulfidisches Grundwasser aus dem Hauptdolomit mit seinen organischen Einschaltungen und als sulfatisches Grundwasser aus dem quar-

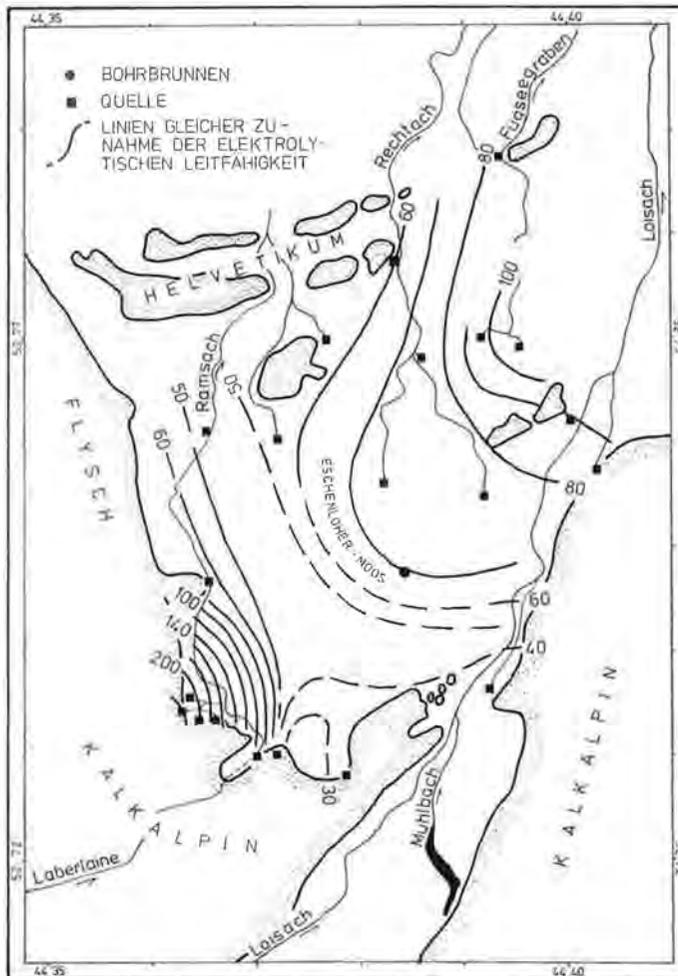


Fig. 46: Die Zunahme (%) der elektrolytischen Leitfähigkeit über die Jahre 1970 bis 1972 mit ihrer zurückgebliebenen Grundwasserneubildung in Quellwässern des Eschenloher Mooses. Gepunktet = Festgestein.

tären Lockergestein des Oberauer Gebietes über die Eschenloher Enge ins Eschenloher Moos.

Bei der Niederschlagsarmut der Jahre 1970 bis 1972 war die Grundwasserneubildung im Vergleich zum langjährigen Mittel zurückgeblieben, und die elektrolytischen Leitfähigkeiten stiegen daher in den Talquellen des Eschenloher Moores an, d. h. die Front höher mineralisierter Wässer steigt aus dem Untergrund im Eschenloher Moos dann zunehmend zur Oberfläche empor. In Jahren geringer Grundwasserneubildung steigt der Übergangsbereich zwischen den Wässern geringer (oben) und hoher Mineralisation (unten) nach oben, und er geht in Jahren starker Grundwasserneubildung nach unten. Die Frage, mit welcher Synchronisierung beide Vorgänge ablaufen, muß für einen so kurzen Beobachtungszeitraum unbeantwortet bleiben.

Die relative Zunahme der elektrolytischen Leitfähigkeit über die Jahre 1970 bis 1972 zeigt Fig. 46 in Isolinien-darstellung. Die Isolinien verlaufen senkrecht zu den Grundwasserhöhenlinien bzw. parallel zu den Grundwasserfließlinien (Fig. 40). Sie geben so nicht nur Auskunft über den Wanderweg der Kalkschotterwässer gleichsam als „Tracerwolke“ in Raibler Wässern, sondern zeigen, in Zeiten geringer Grundwasserneubildung besonders ausgeprägt, eine von unten nach oben gerichtete Bewegungskomponente im Grundwasserströmungsfeld an. Die Tatsache, daß im Unterstrom von Grundwasserbecken die Grundwasserbewegung sehr stark von unten schräg nach oben gerichtet ist, ermöglicht es also, in Talquellen und flachen Bohrbrunnen Informationen über das Grundwasserbewegungsfeld in der Tiefe zu erhalten (Fig. 38).

4. 3. Ergebnisse von Tritiumuntersuchungen

Das radioaktive Tritium mit seiner Halbwertszeit von 12,3 Jahren gelangt mit den Niederschlägen in das Grundwasser. In unseren Breiten tritt es im Jahresniederschlag in Konzentrationen von $5,5 \pm 0,7$ T. U. auf (W. ROETHER, 1967). Durch die Kernwaffentests Ende der fünfziger Jahre und Anfang der sechziger Jahre wurde diese natürliche T-Konzentration der Jahresniederschläge bis auf das 200fache erhöht. Die naturgegebene geringe T-Konzentration ist bis heute noch nicht erreicht. Das Jahresmittel des Tritiumgehaltes in den Niederschlägen liegt gegenwärtig (1974) bei 100 bis 150 T. U. und fällt weiterhin ab. Durch den Tritiumpeak der Kernwaffentests (R. M. BROWN, 1970) ist die zeitliche Aussagekraft von Tritiummessungen stets zweideutig. Erst Reihenuntersuchungen können die zur Diskussion stehenden T-Ergebnisse an das „Vor- oder Nachbombentritium“ binden. Diese Art der Altersbestimmung ist möglich, da die künstlich erzeugte Erhöhung des natürlichen Tritiumgehaltes im Niederschlag rascher mit den Jahren abnimmt, als das Tritium radioaktiv zerfällt.

Die Ergebnisse von Tritiumuntersuchungen (nach Messungen von Herrn Dipl.-Phys. Rauer) zeigen für das Oberauer und Eschenloher Gebiet (Fig. 38) in Übereinstimmung mit dem erwarteten Grundwasserströmungsfeld

- eine Abnahme der Tritiumwerte von Süd nach Nord, also in Richtung Eschenloher Schwelle und
- ein Übereinander verschiedener Tritiumwerte im Eschenloher Moos (Probenentnahme 1970).

Das bedeutet qualitativ wieder eine Schichtung des Grundwassers im Grundwasserleiter. Wässer mit hoher Tritiumkonzentration fließen nahe der Grundwasser Oberfläche und solche mit niedriger Tritiumkonzentration in der Tiefe des Grundwasserleiters; über Schwellen stößt tiefes Grundwasser zur Oberfläche empor (Fig. 38).

Die niedrigen Tritiumgehalte in den Eschenloher Schwefelquellen können auf zweierlei Weise gedeutet werden: einmal als Mischwasser eines tritiumfreien bis -armen mit einem tritiumreicheren Grundwasser, dann aber auch als unvermishtes altes Grundwasser. Für die letzte Annahme spricht zumindest, daß sich der Tritiumgehalt in den Schwefelquellen in den Jahren 1971 bis 1974 wenig verändert hat und eine zu vermutende Veränderung nur in Richtung eines Tritiumanstiegs zu deuten ist. Dann müßte die Tritiumkonzentration des gesamten oder zumindest eines Teils des Schwefelwassers von Eschenlohe aus der Zeit vor 1964 stammen, der Zeit mit niedrigen Tritiumwerten im Niederschlag. Die Verweilzeit des Grundwassers ist im Beckentiefsten des Oberen Loisachtales damit wesentlich größer als jene des oberflächennahen Grundwassers.

Tritiummessungen an Grundwasserproben aus dem Ammertal zeigen für das Jahr 1974, daß tiefes Grundwasser, das von einem tief gelegenen Punkt im präwürmeiszeitlichen Ammertal (Ammerschlucht zwischen Ettal und Oberau) stammt, mit 160 T. U. höhere Tritiumkonzentrationen aufweist als das oberflächennahe Grundwasser im Bereich der Ammerquellen beim Rahnbauern (140 T. U.). Die niedrigen Tritiumkonzentrationen sind hier als relativ junges, die höheren Tritiumkonzentrationen als älteres Wasser anzusprechen. Die Unterschiede in den Verweilzeiten des oberflächennahen und des tiefen Grundwassers liegen in der Größenordnung von einem Jahr oder wenig mehr; sie sind damit kleiner als im Loisachtal.

Im Ammer- und Loisachtal also liegen Grundwasserströmungsfelder mit hoher Verweilzeit des tiefen Grundwassers und geringerer Verweilzeit des oberflächennahen Grundwassers vor. Im Unterstrom wird das Grundwasserreservoir im Ammertal durch eine Schlucht eingengt, das Grundwasserreservoir im Raum Oberau durch eine hochliegende Schwelle. Beiden Grundwasservorkommen ist eine Querschnittsverengung am Beckenausgang gemeinsam; sie stellt die eigentliche Ursache für die beschriebene Art des Grundwasserströmungsfeldes dar.

Im Leitzachtal erbrachten entsprechende Tritiumuntersuchungen an Grundwasserproben keine meßbaren Unterschiede für die Verweilzeiten des Talgrundwassers, obwohl Querschnittsverengungen im Grundwasserleiter auftreten (s. S. 40). Im Betrag lagen die Tritiumkonzentrationen 1974 bei 150 T. U. Dies mag daran liegen, daß die Quellen im Tal zu dicht beieinander liegen; damit können so kleine Unterschiede in den Verweilzeiten des Grundwassers, wie sie im Ammertal festgestellt wurden, nicht mehr verfolgt werden. Betrachtet man die Absolutbeträge im Tritiumgehalt des oberflächennahen Grundwassers für das Jahr 1972 im Ammertal (140 T. U.), Loisachtal (200 T. U.) und Leitzachtal (150 T. U.), so ergeben sich für das Leitzach- und Ammertal weitgehend übereinstimmende Werte, für das Loisachtal jedoch auffällig hohe Werte. Diese hohen Werte sprechen weniger für eine höhere Verweilzeit des Grundwassers im Loisachtal als dafür, daß das Oberflächenwasser vor seiner Infiltration ins Farchant-Oberauer Becken bereits hohe Tritiumkonzentrationen aufwies. Dies ist dem Einfluß von Grundwasserreservoirien mit hohem Retentionsvermögen zuzuschreiben, die dem Oberauer Gebiet vorgeschaltet sind.

Nach diesem Vergleich der Tritiumgehalte im Ammer-, Loisach- und Leitzachtal kann mit besonderem Gewicht gesagt werden, daß das Oberauer Grundwasserreservoir nicht nur aus der Talumrandung, sondern von verschiedenen Räumen her gespeist wird. Dabei spielt die Loisach, die auch das Ehrwalder Grundwasserbecken durchfließt, als Infiltrant für dieses Grundwasservor-

kommen eine besonders gewichtige Rolle; ihr Infiltrationsgebiet liegt im Süden des Oberauer Grundwasserbeckens.

4. 4. Ergebnisse von Deuteriumuntersuchungen

Deuterium ist das stabile Isotop des Wasserstoffs. Es gelangt mit dem Niederschlag bzw. dem Oberflächenwasser ins Grundwasser. Seine Konzentration wird in Promilleabweichung vom internationalen Standard SMOW angegeben. Die Deuteriumkonzentrationen im Niederschlag und Abfluß schwanken im Arbeitsgebiet im wesentlichen mit der Jahreszeit, mit der topographischen Höhe und mit der Schneeschmelze. Die Deuteriumgehalte von Grundwässern sind in unserem Gebiet mit dem mittleren Deuteriumgehalt des Jahresniederschlags bzw. des Winterniederschlags identisch.

Die Deuteriumkonzentrationen (W. STICHLER, 1969) sind in allen untersuchten Grundwässern des Arbeitsgebietes wenig voneinander unterschieden. Ausnahmen machen Gebiete mit temporär wirksamen und leistungsfähigen Infiltrationen vom Oberflächenwasser ins Grundwasser. An der östlichen Loissachtalseite bei Farchant versickert der Kuhfluchtbach, ein Loissachzubringer, in seinem eigenen Schuttkegel. Der Deuteriumgehalt (nach Messungen von Herrn Dipl.-Phys. Stichler) des tieferen Grundwassers (Fig. 39) des Oberauer Grundwasserreservoirs liegt ober- und unterstromig der Versickerungsstelle konstant bei -86‰ . Das Infiltrationswasser des Kuhfluchtbaches ist deuteriumschwerer und kann somit ab seinem Auftreffen auf die Grundwasseroberfläche verfolgt werden (Fig. 39).

Zwei Feststellungen ergeben sich aus Fig. 39:

- die von der Kuhflucht-Infiltration herrührende Deuteriumwolke erfaßt den Grundwasserstrom nicht bis zur Sohlschicht des zweiten, unteren Grundwasserstockwerks; die „Markierungswolke“ endet bei Brunnen 3;
- der Deuteriumgehalt des Mischwassers (Infiltrations- mit Grundwasser) ist nahe der Grundwasseroberfläche hoch, er nimmt zur Tiefe hin ab.

Von der Brunnengruppe 1 (Fig. 39) an treten ergiebige Talquellen am Talrand und solche mit geringerer Schüttung in Talmitte verbreitet auf. Sie leiten offensichtlich oberflächennahes Grundwasser in dem Maße ab, daß solche Beimengungen zum Grundwasser nur in begrenzten Räumen auftreten. Die Talquellen erhöhen oberflächennah die Grundwasserfließgeschwindigkeit und beeinflussen tiefere Teile des Aquifers nicht, so daß Beimengungen zum Grundwasser nicht tief in den Grundwasserleiter eindringen.

Die Deuteriumuntersuchungen bestätigen eindeutig die Vorstellungen zum oberflächennahen Grundwasserströmungsfeld, so wie es aus den geologisch-hydrologischen Untersuchungsergebnissen abgeleitet wurde. Geben die Tritiummessungen Einblick in das großräumige Strömungsfeld von Grundwasserbecken, so gewähren die Deuteriummessungen eine gute Vorstellung über Teilbereiche des Strömungsfeldes. Während die Ergebnisse dieser beiden isotopenhydrologischen Untersuchungen überwiegend relative Aussagen zur Grundwasserbewegung geben, kann durch Markierungsversuche die Grundwasserbewegung gemessen werden.

4. 5. Ergebnisse von Markierungsversuchen

Ein groß angelegter Markierungsversuch im Oberen Loissachtal gab Einblick in die Fließbewegung des Grundwassers nach Betrag und Richtung.

In Übereinstimmung mit den Vorstellungen zum Grundwasserströmungsfeld (Fig. 39) erbrachten die Markierungsversuche einen weiteren Beweis dafür, daß das Grundwasser im Grundwasserzehrgebiet in keinem Fall von oben nach unten wandert, obwohl Fenster in der trennenden Seetonschicht vorhanden sind (J.-P. WROBEL, 1970), sondern sich nur horizontal oder schräg nach oben bewegt. Eine markante vertikale Strömungskomponente von unten nach oben ist in den südlichen Brunnengruppen (Brunnen 1 bis 3) weder zu erwarten noch war sie meßbar, spielt aber im Bereich von Brunnen 6, also nahe dem Ausgang des Oberauer Grundwasserbeckens, eine dominierende Rolle (Fig. 39). Hier erscheint der zugegebene Tracer aus dem Unteren Grundwasserstockwerk nach kurzer Fließstrecke (ca. 100 m) in den Talquellen und durchfließt auf dieser Strecke einen Höhenunterschied von ca. 30 m.

Die Abstandsgeschwindigkeiten ergeben sich im Unteren Grundwasserstockwerk konstant für alle Brunnen und für kurze (20 m) wie auch lange Fließstrecken (600 m) zu 20 bis 26 m/d, für das Obere Grundwasserstockwerk liegen nur Werte aus dem Bereich der Brunnengruppe 1 bis 3 vor; sie liegen hier bei 60 m/d, also ca. dreimal höher als im Unteren Grundwasserstockwerk.

5. Praktische Folgerungen

5.1. Hydrogeologische Gegebenheiten

In den Alpentälern treten glazial längsübertiefte Talstücke auf, die an tektonische Linien, Falten mit Quer- oder Längsdehnung oder den Wechsel von leicht zu schwer erodierbarem Gestein gebunden sind.

Die Verfüllung von Tälern mit quartärer Längsübertiefung besteht überwiegend aus feinklastischen Sedimenten, wie Seetonen, sodann auch aus Moränenmaterial und fluviatilen und limnischen Sedimenten. Moränen in Eishauptstromtälern sind durchlässiger als in Eisnebenstromtälern; ihre Durchlässigkeit ist hier weniger veränderlich als die der fluviatil-limnischen Sedimente. In ihrer geologischen Verbreitung sind die Moränenablagerungen überdies weniger wechselhaft als fluviatil-limnische Bildungen.

Die Grundwasserleiter in quartär längsübertieften Tälern sind sehr ergiebig (Tab. 18) und beinhalten große Grundwassermengen (Tab. 13). Sie stellen hydrologisch weitgehend geschlossene Systeme dar, d. h., sie bilden nach Verbreitung und Ergiebigkeit ein mit einfachen Mitteln faßbares, aber auch kontrollierbares hydrogeologisches System.

Das Grundwasser in solchen Talstrecken weist oberflächennah geringe, mit der Tiefe zunehmende Verweilzeiten auf; über den Schwellenregionen und im Bereich verdeckter Schluchten tritt Grundwasser hoher Verweilzeit zutage oder tritt unterirdisch aus dem Grundwasserbecken aus.

Talquellen begünstigen im Aquifer die rasche Ableitung von oberflächennahem Grundwasser. Hydraulisch aktive geologische Grenzflächen bewirken eine besonders geringe Zunahme der Grundwasserfließgeschwindigkeiten mit der Grundwasserförderung, solange diese nicht die Grundwasserneubildung übertrifft und nicht auf wenige, kleine Einzelbrunnen beschränkt ist.

Die Hang- und Bachschuttbildungen, besonders des Hauptdolomits, bilden wesentliche Zonen der Grundwasserneubildung. Infiltrationsraten und Infiltrationsgeschwindigkeiten in den Hang- und Bachschuttbildungen können die

Größenordnung mehrerer Kubikmeter pro Sekunde bzw. mehrerer Dekameter pro Tag annehmen.

Torfe und fluviatil-limnische Sedimente bilden verbreitet den oberen Abschluß der Talverfüllungen. Die Torfe haben sich z. T. als Verlandungssedimente ehemaliger Seen, z. T. in Gebieten besonders flurnahen Grundwasserstands gebildet.

5. 2. Grundwassergewinnung und Grundwasserschutz

Grundwassergewinnung und Grundwasserschutz sind ganz allgemein als Einheit zu sehen, da durch die Art der Grundwasserfassung und -gewinnung bereits ein erster, wesentlicher Beitrag zum Grundwasserschutz ausgelöst wird.

Mit Rücksicht auf einen für das Grundwasser und die Schutzgebietsgröße vertretbaren Grundwasserschutz ist es erforderlich, die Strömungsverhältnisse in den Grundwasserbecken nicht tiefgreifend zu verändern, d. h. in ihren Proportionen zu bewahren. Das bedeutet:

- daß in Beckenmitte und am Beckenausgang die generell und in unterschiedlichem Ausmaß von unten nach oben gerichtete Strömungskomponente erhalten werden muß und
- daß die rasche Ableitung oberflächennahen Grundwassers durch die Talquellen oder die Vorflut nicht wesentlich beeinträchtigt werden darf.

Aus diesen Prämissen ergibt sich, daß die günstigsten Punkte für Bohrbrunnen auf den Bereich der Mitte und des Ausgangs von Grundwasserbecken fixiert sein müssen; es ist selbstverständlich, daß die gewinnbare Grundwassermenge niedriger anzusetzen ist, als es der Grundwasserneubildung entspricht. Um welchen Prozentsatz die gewinnbare Grundwassermenge gegenüber dem Grundwasserdargebot kleiner anzusetzen ist, muß für jedes Grundwassererschließungsprojekt dieser Art nach Lage der Interessen aller gesondert entschieden werden. Im Arbeitsgebiet tritt die Niedrigwasserführung der Vorfluter im hydrologischen Winterhalbjahr auf. Ein niedriger Ansatz in der gewinnbaren Grundwassermenge verhindert z. B. eine besonders starke Abkühlung des Oberflächenwassers zur Winterszeit und somit auch die Eisbildung in den Vorflutern, so daß plötzlich einsetzende Hochwässer nicht zu einer besonderen Gefahr für Mensch und Tier werden können (H. HETTICHE, 1970).

Das Grundwasserströmungsfeld wird als Ganzes am wenigsten tiefgreifend gestört, wenn das Grundwasser in Brunnen mit tiefliegender Fassung gewonnen wird. Der Einzugsbereich solcher Brunnen ist von jenen unterschieden, die über lange, vertikale Strecken verfiltert sind; er erfaßt im wesentlichen nur den tiefliegenden Abschnitt des Grundwasserströmungsfeldes. Bekanntlich trennt eine Grenzstromfläche alle Stromfäden, die durch den Brunnen eingezogen werden, von jenen Stromfäden, die am Brunnen vorbeiführen. Bei tiefliegenden Fassungen steigt diese Grenzstromfläche aus der Tiefe mit geringer Neigung grundwasserstromaufwärts zur Grundwasseroberfläche hoch: Oberflächennahes Grundwasser überströmt bei gedrosselter Förderung die tiefliegende Fassung, ohne gefördert zu werden (P. OFFERHAUSEN, 1964).

Horizontal verlaufende, hydraulisch aktive Grenzflächen (K.-P. SEILER, 1975 a) begünstigen noch mehr als Horizontalfilterbrunnen eine geringe Veränderung der Grundwasserfließgeschwindigkeit mit der Fördermenge.

Vertikal verlaufende, hydraulisch aktive geologische Grenzflächen sollten ebenso wie Hang- und Bachschuttbildungen aus verständlichen und bereits bekannten Gründen nicht für eine Grundwassergewinnung direkt nutzbar gemacht werden.

Die hohe Infiltrationskapazität der Hang- und Bachschuttbildungen kann ideal zu einer zusätzlichen, künstlichen Grundwasseranreicherung durch Beileitung oder Sammlung von Oberflächenwasser genutzt werden. Eine solche künstliche Grundwasseranreicherung hat überdies den Vorteil, daß die vertikal nach oben gerichtete Komponente in der Grundwasserbewegung in Grundwasserzehrgebieten nach Bedarf klein gehalten wird, d. h., es wird tiefes Grundwasser überschichtet und so verhindert, daß Grundwasser hoher Verweilzeit in zu großer Menge aus der Tiefe aufsteigt und über Talquellen verlorenght. Die künstliche Grundwasseranreicherung stellt damit für tiefliegende Grundwasserfassungen in Grundwasserbecken der Alpentäler geradezu eine flankierende Maßnahme zum Grundwasserschutz dar.

Die Deckschichten, Torfe und fluviatil-limnische Sedimente, bieten nur bedingt einen Grundwasserschutz. Vor allem Torfe als Verlandungsbildungen ehemaliger Seen sind mannigfaltig von Quellkanälen und von Gerinnen durchzogen, die in Luftbildaufnahmen von unkultivierten Torfen besonders leicht zu orten sind (Fig. 47). Diese Quellkanäle, Gerinne und Mooreseen sind nicht selten Teil eines oberflächenhaft überwachsenen Gerinnesystems. Besonders markant tritt dieses verdeckte Gerinnesystem in Schwinggrasen, eingebrochenen Kanälen und aufgerissenen Torfdecken im Murnauer Moos, aber auch im Leitzach- und im Ammertal zutage. Es bedeutet eine Gefahr für den Schutz der Grundwasservorkommen. Für diese Fälle, aber auch als präventiver Schutz von Grundwasservorkommen können Maßnahmen des heutigen Landschaftschutzes dienen. Es ist durchaus und mit einfachen Mitteln möglich, scheinbar konkurrierende Interessen zwischen Landschafts- und Grundwasserschutz auszugleichen.

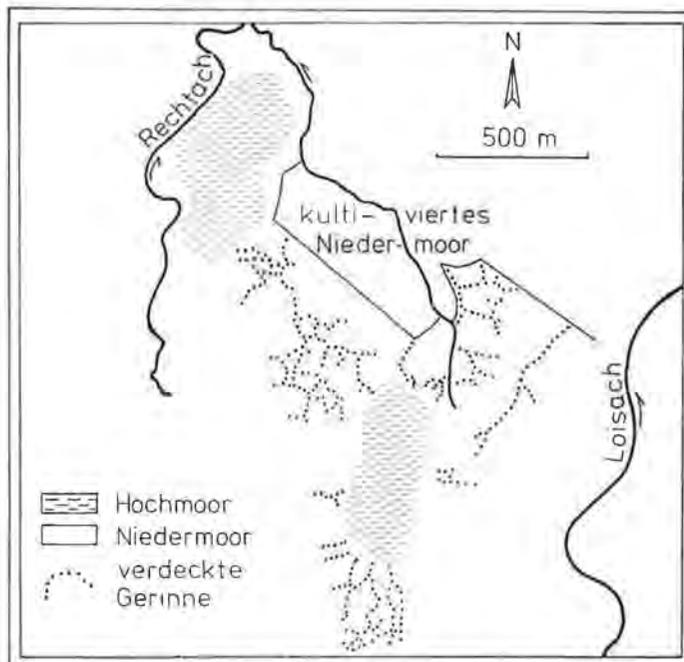


Fig. 47: Oberflächenhaft verdeckte Gerinne in Niedermooren. Nach Luftbildaufnahmen aus dem Eschenloher Moos.

5. 3. Abwasserbeseitigung

Grundwasserbecken in glazial längsübertieften Talabschnitten sind Teil eines hydrologisch weitgehend geschlossenen Systems; in sie greifen sehr oft Hang- und Bachschuttkegel mit besonders hoher Infiltrationskapazität seitlich ein. Das Infiltrat aus den Hang- und Bachschuttkegeln beeinflusst das Grundwasserströmungsfeld, das durch Querschnittsveränderungen im Grundwasserleiter vorgegeben ist, nicht meßbar. Abwässer mit leicht abbaubaren organischen Substanzen, die durch diese Sickerwasserzone mit ihrem besonders wirksamen Reinigungsvermögen in das Grundwasser gelangen, fließen auf kontrollierbaren Bahnen im Grundwasserleiter. Eine Abwasserbeseitigung in den Untergrund von Bach- und Hangschutt ist damit neben einer Grundwassergewinnung vertretbar, wenn beide mengenmäßig aufeinander abgestimmt sind und gewisse geologische Voraussetzungen hierzu, wie im folgenden gezeigt wird, gegeben sind.

Ganz allgemein kommen für eine Infiltration von Abwässern nur Gebiete mit tiefliegender Grundwasseroberfläche und ausreichender Infiltrationskapazität der ungesättigten Bodenzone in Frage. Besonders eignen sich hierzu in den Alpen Hang- und Bachschuttkegel in den Grundwasserzehrgebieten der Grundwasserbecken. Ihr schichtiger, im allgemeinen zwiebelschalenförmiger Aufbau sorgt für einen großen Öffnungswinkel des Infiltrationskegels und damit für ein hohes Maß an Verdünnung im Grundwasser, aber auch für eine sehr weitgehende Belüftung des Abwassers in der ungesättigten Bodenzone. Dies ist zur Oxydation der abbaufähigen, speziell der organischen Substanzen unbedingt erforderlich (A. GOLWER u. a., 1970). Abwasserinfiltrationen sollten in großer Menge nicht sosehr punktförmig, sondern flächig und nicht in unmittelbarer Nähe des Talrandes mit seinen geologischen und z. T. hydraulisch aktiven Grenzflächen vorgenommen werden. Man könnte daran denken, Abwasser in die meist trocken liegenden Gerinne auf den Hang- und Bachschuttkegeln einzuleiten und es so nach dem Vorbild der Natur dem Untergrund zuzuführen.

Eine hohe Infiltrationskapazität der ungesättigten Bodenzone ist jedoch für die Einleitung von Abwasser in den Untergrund ebenso notwendig wie eine große Mächtigkeit und eine gute Durchlässigkeit des Grundwasserleiters. Solch mächtige und gut durchlässige Grundwasserleiter in alpinen Grundwasserbecken haben ein markant-differenziertes Grundwasserströmungsfeld (Fig. 38 und 39); von ihnen wird das Infiltrat aufgenommen und überwiegend oberflächennah im Grundwasserleiter abgeführt.

Die meisten Grundwasserbecken in der Flysch- und Helvetikum-Zone sind wegen der überwiegend geringen Durchlässigkeit ihrer Lockersedimente ungeeignet für eine Abwasseraufnahme. Ebenso sind unterstromig gelegene Grundwasserbecken in einer Kette hintereinandergeschalteter Grundwasserreservoirs nur bedingt für die genannte Art der Abwasserbeseitigung tauglich, da der Anteil an Feinbestandteilen in der Sedimentfüllung vom Oberstrom zum Unterstrom zunimmt.

Diese zunächst durch Versuche und dann durch Beobachtungen belegten Fakten zeigen, daß eine Grundwassergewinnung unter den hydrogeologischen Bedingungen in den Alpentälern und eine gleichzeitige Abwasserversickerung in den Untergrund in gegenseitiger mengenmäßiger Abstimmung durchaus nebeneinander verantwortbar sind; hiervon ist selbstverständlich die Uferfiltration aus stark abwasserbelasteten Vorflutern ausgeschlossen. Die mengenmäßige Abstimmung von Grundwasserförderung und Abwasserbeseitigung muß für

jeden Einzelfall gesondert erfolgen und durch Tracerexperimente im Gelände zusätzlich belegt werden.

In den Bayerischen Alpen z. B. liegen auf den Schuttkegeln ganz überwiegend die Siedlungen und auch die zukünftigen Bebauungsgebiete; die Abwasserbeseitigung dieser Siedlungsgebiete erfolgt bis heute nicht immer kontrolliert. Diese Art der Abwasserbeseitigung muß zweifellos überschaubarer werden; sie stellt nach den oben getroffenen Feststellungen keine Gefährdung des Grundwasserschutzes a priori dar.

Der Verfasser ist sich dessen bewußt, daß die hier aufgestellte These manche Antithesen herausfordert. Er weiß auch, daß der gegebene Denkanstoß von der rein technischen und wirtschaftlichen Seite der Abwasserbeseitigung genauestens geprüft werden muß. Aus eigenen Arbeiten und aus Arbeiten anderer liegt jedoch eine Reihe von Fakten vor, die die Auseinandersetzung mit einer kontrollierten Abwasserbeseitigung in den Untergrund sehr lohnenswert erscheinen lassen.

6. Ausblick auf zukünftige Arbeiten

Das Arbeitsgebiet wurde so gewählt, daß in hydrogeologisch gut und wenig erschlossenen Gebieten allgemeine Kriterien über den Aufbau des Grundwasserleiters und seine Grundwasserdynamik erarbeitet werden konnten. Trotzdem wurde der Raum der Bayerischen Alpen als Ganzes stets im Auge behalten, um hydrogeologisch interessant erscheinende Gebiete für zukünftige Arbeiten abzugrenzen. Es sind dies die Gebiete der Ramsauer Ache, der Roten und Weißen Traun, des Weißbachtals, aber auch das Priental und der Oberstdorfer Raum; sie verdienen eine eingehendere hydrogeologische Bearbeitung.

Die hydrogeologischen „Hoffnungsgebiete“ Ammertal, Eschenloher Moos, Isartal (Wallgau-Sylvenstein) und Leitzachtal sollten rechtzeitig in Beckenmitte und am Beckenausgang durch je eine hydrogeologische Erkundungsbohrung studiert werden, damit das geologische Profil und neben den bekannten oberen Randbedingungen des hydrogeologischen Feldes (Verlauf der Grundwasseroberfläche) auch die unteren Randbedingungen (Verlauf der Festgesteinsoberfläche) erfaßt werden. Zur Einengung der unteren hydrogeologischen Randbedingungen liefern daneben refraktionsseismische Untersuchungen, kombiniert mit geoelektrischen Untersuchungen, einen wesentlichen Beitrag. Schließlich bringen solche Erkundungsbohrungen Aufschluß über den Chemiesmus der Grundwässer und ihre Eignung als Trinkwasser.

Die hydrogeologischen Randbedingungen bestimmen ganz wesentlich das Grundwasserströmungsfeld; die Besonderheiten des Grundwasserströmungsfeldes lassen sich durch langjährige isotopenhydrologische Untersuchungen an Grundwässern aus Talquellen erfassen. Diese setzen eine hinreichend gleichmäßige Verteilung der zu beobachtenden Talquellen im Untersuchungsraum voraus.

Alle hier angestrebten hydrogeologischen Aussagen beziehen sich auf das unbeanspruchte, d. h. von einer Grundwasserförderung unbeeinflusste Grundwasserströmungsfeld und müssen auf den Förderzustand extrapoliert werden. Eine zukünftige Aufgabe wird es sein, die förderbedingten Veränderungen im Grundwasserströmungsfeld so genau zu erfassen, damit durch eine Grundwasserförderung die vorgegebenen Proportionen in den Fließgeschwindigkeiten

so wenig verändert werden, daß die Auswirkungen eines optimalen Grundwasserschutzes nur wenige Einschränkungen in der Nutzung der Landschaft bringen.

Die Sickervorgänge in Hang- und Bachschuttbildungen lassen sich heute bereits mit einfachen Mitteln in Labor- und Geländeversuchen messen; doch ist eine größere Zahl an Einzelergebnissen anzustreben. Diese Ergebnisse werden aus hydraulischer Sicht einen wesentlichen Teilbeitrag zu Problemen der Grundwasserneubildung, des Grundwasserschutzes und der Abwasserbeseitigung in den Untergrund erbringen; ein zweiter Teilbeitrag muß von der chemischen Seite her kommen, er muß die stoffliche Veränderung des Infiltrates in der sauerstoffreichen, ungesättigten Bodenzone zum Forschungsgegenstand haben.

Zusammenfassung

1. In Alpentälern liegen glazial längsübertiefte Talabschnitte mit hoch liegenden Festgesteinsschwellen im Ober- und Unterstrom vor. Ihre Entstehung ist atektonisch. Solche Talabschnitte sind an leicht erodierbares Gestein und tektonische Zerrüttungszonen gebunden. Die heutige mittlere Taltiefe kann mit refraktionsseismischen und glaziologischen Mitteln bestimmt werden; sie beträgt in vielen Fällen 200 bis 300 m, in Ausnahmen bis 500 m Tiefe (bezogen auf heutige Talhöhe).

2. Die glazial längsübertiefen Täler weisen nur eine geringe Tiefe des Durchflußquerschnitts für das Grundwasser auf; sie sind ganz überwiegend mit feinklastischen Sedimenten, wie Seetonen und Seekreiden, aber auch tonigen Kiesen verfüllt. Grobklastische Lockersedimente nehmen nur einen geringmächtigen Profilabschnitt ein.

3. Die Ausbildung der grobklastischen Sedimente ist weitgehend von den Entwässerungsbedingungen des Eisstromtales während des Pleistozäns und von der Morphologie des ehemaligen Eisuntergrundes bestimmt. In Eisnebenstromtälern (Ammer-, Rottach-, Weißach-, Leitzach-, Prien-, Wössner Tal) liegen feinklastischere glaziale Bildungen vor als in Eishauptstromtälern (Loisach-, Isar-, Tiroler Achenal).

4. Mit hammerschlagseismischen Untersuchungsmethoden wird für die Ablagerungen des Quartärs die Möglichkeit aufgezeigt, fazielle Einheiten, aber auch unterschiedlich kompaktierte Einheiten voneinander zu trennen. Die Hammerschlagseismik bietet mit Einschränkungen die Möglichkeit zu einer Gliederung des oberflächennahen Quartärs.

5. Durch gefügekundliche Methoden konnten die hydrogeologisch wichtigen tektonischen Dehnungs- und Pressungszonen erkannt und voneinander getrennt werden. — Das ganze faltensymmetrische Kluftinventar im Festgestein des Arbeitsgebietes (Quer-, Längs-, Diagonalklüfte) ist vorhanden; Querklüfte dominieren. Die Kluftrichtungen weisen im Kalkalpin unabhängig von der Gesteinsausbildung überwiegend unscharfe Maxima auf, die durch einen häufigen Wechsel im tektonischen Stressfeld im Zuge der Reliefverschiebung der Alpen gedeutet werden. — Klüfte der Ammer- und der Loisachrichtung treten verbreitet auf. Sie begleiten Störungszonen des gleichen Richtungssinnes und

bilden Zerscheringzonen, die hier nicht kartierbar sind, sich aber durch Unterschiede im Verlauf kartierter und aus Gefügedaten konstruierter tektonischer Einengungsstrukturen zu erkennen geben. Solche Zerscheringzonen treten besonders dort auf, wo der geographische Alpennordrand tektonisch vor- bzw. zurückgestaffelt ist.

6. Erstmals wird der Versuch unternommen, aus Kluffweitenmessungen in geeigneten Aufschlüssen die Gebietsdurchlässigkeit des Festgesteins zu bestimmen. Die Gebietsdurchlässigkeiten sind in ihrem Betrag recht konstant und geben deutlich tektonische Pressungs- und Dehnungszonen wieder. Ein Einfluß der Gesteinsart auf die Gebietsdurchlässigkeit ist vorhanden, aber zahlenmäßig nicht faßbar. — Es wird an zwei Beispielen gezeigt, daß die Untersuchungsergebnisse zur Gebietsdurchlässigkeit des Festgesteins eine brauchbare Unterlage zur mengenmäßigen Bestimmung von Grundwasser in Festgesteinsbereichen darstellen.

7. Die Durchlässigkeit des Festgesteins (10^{-4} bis 10^{-5} m/s) liegt um eine bis zwei Größenordnungen unter jener des grobkörnigen Lockergesteins. Die Festgesteinsoberfläche am Kontakt zum Lockergestein bildet so einen wohldefinierten Rand des Grundwasserströmungsfeldes.

8. Ablagerungsort und -art des Lockergesteins drücken sich in dessen Durchlässigkeiten aus (10^{-3} bis 10^{-2} m/s). Höchste Durchlässigkeiten weisen die splitttrigen Hang- und Bachschuttbildungen auf (5×10^{-2} m/s); wenig variable Durchlässigkeiten zeigen Rückzugsmoränen, recht unterschiedliche Durchlässigkeiten fluviatil-limnische Sedimente. Feinklastika und präwürmeiszeitliche Lockergesteine wurden nicht auf ihre Durchlässigkeit untersucht.

9. Der nutzbare Porengehalt des Festgesteins ist kleiner als 0,1%; der nutzbare Porengehalt des Lockergesteins ergibt sich zu 7% bis 30%.

10. Hang- und Bachschuttbildungen haben eine besonders hohe Infiltrationskapazität. Ihr quasi zwiebelschalenförmiger Aufbau bewirkt eine sehr weitflächige Verteilung des Infiltrationsgutes über das Talgrundwasserfeld. Schadstoffe im Infiltrationswasser wirken sich auf das Grundwasser bis zu 10^4 mal schwächer aus als solche aus dem Uferfiltrat. Aus der Sicht des Grundwasserschutzes brauchen Hang- und Bachschuttbildungen keine besonders gefährlichen Orte für eine Grundwasserverschmutzung darzustellen.

11. Nach ihrer Wasserbilanz sind die Mehrzahl der Grundwasserbecken im Arbeitsgebiet hydrologisch geschlossene Systeme; der Abfluß im Vorfluter entspricht am Beckenausgang weitgehend dem Gesamtabfluß. Die langjährige Gebietsverdunstung liegt in allen Gebieten konstant bei 410 ± 30 mm. Eine Abhängigkeit der Verdunstung von den wenig variablen mittleren Gebiets Höhen ließ sich nicht feststellen.

12. Der Trockenwetterabfluß gibt Einblick in das Retentionsvermögen von Einzugsgebieten, aber auch in die verfügbaren Grundwassermengen. Demnach beinhalten das Ammer-, Loisach-, Isar-, Leitzach-, Weiße Traun- und Ramsauer Achen-Tal bedeutende Grundwasserreservoirs. Außerhalb der Landesgrenze gilt gleiches für das Isartal südlich Mittenwald und das Leutaschtal.

13. Alle ergiebigen Grundwasserreservoirs treten in Grundwasserbecken auf. Ihre Stromlinienfelder sind so, daß am Beckenausgang und im Beckentiefsten Grundwässer hoher Verweilzeit und in Oberflächennähe Grundwässer

niedrigerer Verweilzeit fließen. Isotopenhydrologische Untersuchungen zum Tritium- und Deuteriumgehalt des Grundwassers bestätigen dies qualitativ, Ergebnisse von Markierungsversuchen quantitativ.

14. Das Stromlinienfeld der beschriebenen Grundwasserbecken wird durch Talquellen und durch hydraulisch aktive geologische Grenzflächen zwar modifiziert, aber nicht grundlegend verändert. Talquellen bewirken eine rasche Ableitung des oberflächennahen Grundwassers, hydraulisch aktive geologische Grenzflächen eine besonders geringe Veränderung der Grundwasserfließgeschwindigkeiten mit dem Förderbetrieb. Beide begünstigen den Grundwasserschutz.

15. Für die Grundwassergewinnung in glazial längsübertieften Alpentälern erscheinen Bohrbrunnen mit tiefliegender Fassung am geeignetsten. Solche Bohrbrunnen beeinflussen bei Förderbetrieb das Grundwasserströmungsfeld nur unwesentlich in seinen ursprünglichen Fließrichtungen und begünstigen wiederum den Grundwasserschutz.

16. In hintereinandergeschalteten Grundwasserbecken gelangen Grundwasserverunreinigungen eines oberstromigen Grundwasserbeckens im allgemeinen nicht in ein unterstromig gelegenes Grundwasserbecken. — Abwässer mit abbaufähigen Schadstoffen können in begrenztem Ausmaß praktisch über hochliegenden Schuttkegeln flächig versickert werden, ohne Nachteile für das Grundwasser zu erbringen.

17. Grundwasserschutz und Landschaftsschutz sollten mehr im Zusammenhang und damit aus der Sicht ihrer gemeinsamen als aus der Sicht ihrer vermeintlich konkurrierenden Interessen gesehen werden. Maßnahmen des Landschaftsschutzes sollten zum Schutz zukünftiger Grundwassergewinnungsgebiete rechtzeitig und gemeinsam mit Maßnahmen des Grundwasserschutzes für Fördergebiete ergriffen werden.

Literatur

- ABELE, G.: Die Heil- und Mineralquellen Südbayerns. *Geologica Bavarica*, 2, S. 3—112, München 1950.
- ADLER, R., FENCHEL, W., MARTINI, H.-J. & PILGER, A.: Einige Grundlagen der Tektonik II. Die tektonischen Trennflächen. *Clausth. Tekt. Hefte*, 3, 94 S., Clausthal-Zellerfeld 1960.
- ADLER, R., FENCHEL, W. & PILGER, A.: Statistische Methoden in der Tektonik II. Das Schmidt'sche Netz und seine Anwendung im Bereich des makroskopischen Gefüges. *Clausth. Tekt. Hefte*, 4, 111 S., Clausthal-Zellerfeld 1961.
- AIGNER, D.: Das Murnauer Diluvium. *Mitt. geogr. Ges. München*, 8, S. 77—177, München 1913.
- ALBRECHT, F.: Das Synklinorium zwischen Isar u. Schwarzenbach. *Geologica Bavarica*, 17, S. 89—98, München 1953.
- AMPFERER, O.: Über die Bohrung von Rum bei Hall in Tirol und quartäre Verbiegungen der Alpentäler. *Jb. geol. Staatsanst.*, 71, S. 71—84, Wien 1921.
- ANDRES, G. & PFEIFFER, D.: Erläuterungen zu Blatt Augsburg. *Hydrogeologische Übersichtskarte 1 : 500.000*. 154 S., Remagen (Bundesanst. Landeskart.), 1955.
- BADER, K.: In Erl. zur geol. Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt Nr. 8242, Inzell. *Bayer. Geol. LA*, S. 90—94, München 1973.
- BANKWITZ, P.: Über Klüfte I. *Geologie*, 14, S. 241—253, Berlin 1965.
- BANKWITZ, P.: Über Klüfte II. *Geologie*, 15, S. 896—941, Berlin 1966.
- BATSCHKE, H. & NEUMAIER, F.: Die Verwendung künstlicher radioaktiver Markierungen

- zur Lösung hydrologischer Probleme. Teil II: Anwendungen. Österr. Wasserwirtschaft, 26, S. 80—89, Wien 1974.
- BAUMGARTNER, A. & REICHEL, E.: Eine neue Bilanz des globalen Wasserkreislaufs. Umschau, 73, S. 631—632, Stuttgart 1973.
- BAUMGARTNER, A. & REICHEL, E.: Die Wasserbilanz von Europa im Rahmen der Weltwasserbilanz. Dt. gewässerk. Mitt., 18, S. 29—34, Koblenz 1974.
- BAYERISCHES LANDESAMT F. WASSERVERSORGUNG U. GEWÄSSERSCHUTZ: Geschäftsberichte 1949—1973. München (Bayer. Staatsdruckerei) 1956—1974.
- BAYERISCHE LANDESSTELLE F. GEWÄSSERKUNDE: Wasserwirtschaftliche Rahmenplanung. Sonderplan Abfluß Mangfall. Bd. I, 69 S., 14 Beil., München (Bayer. Staatsmin. Landesentw. Umweltfragen & Bayer. Staatsmin. Inneren) 1972.
- BEHRENS, H.: Untersuchungen zum quantitativen Nachweis von Fluoreszenzfarbstoffen bei ihrer Anwendung als hydrologische Markierungsstoffe. Geologica Bavarica, 64, S. 120—131, München 1971.
- BENTZ, A.: Lehrbuch der angewandten Geologie. 1. Bd. Allgemeine Methoden. 1071 S., Stuttgart (Enke) 1961.
- BERGMANN, H.: Über die Grundwasserbewegung am Filterrohr. GSF-Bericht R 24, 211 S., Neuherberg (Ges. Strahlenforsch.) 1970.
- BERGMANN, H. & SEILER, K.-P.: Hydrometrische und radiometrische Untersuchungen an einem Entnahme- und einem Schluckbrunnen im klüftig-porösen Burg- und Blasensandstein von Erlangen—Bruck. Geologica Bavarica, 64, S. 197—209, München 1971.
- BERGMANN, H. & SEILER, K.-P.: Erschließung und Schutz des Grundwassers in glazial übertieften Alpentälern nach Untersuchungen im Murnauer und Eschenloher Moos. Z. dt. geol. Ges., 124, S. 575—590, Hannover 1973.
- BINGGELI, V.: Zur Morphologie und Hydrologie der Valle del Lucomagno. Beitr. Geol. Schweiz — Hydrologie, 12, S. 11—124, Bern 1961.
- BLASY, L.: Die Grundwasserhältnisse in der Münchener Schotterebene westlich der Isar. Unveröff. Diss. TU, 103 S., München 1974.
- BOCK, H.: Über die Abhängigkeit von Kluftabständen und Schichtmächtigkeit. N. Jb. Geol. Pal., 59, S. 517—531, Stuttgart 1971.
- BOCK, H.: Vielfache Bruchstrukturen bei einfachen Beanspruchungen. Rechnerische Untersuchungen mit Hilfe der Finite-element-Methode. Geol. Rdsch., 61, S. 824 bis 849, Stuttgart 1972.
- BODEN, K.: Die geologische Aufnahme des Roßstein- und Buchenstein-Gebietes zwischen Isar und dem Schwarzen-Bach. Teil I und II. Abh. geol. Landesunters. a. bayer. Oberbergamt, H. 17/18, 45 + 40 S., München 1935.
- BROWN, R. M.: Distribution of hydrogen isotopes in Canadian water. Isotope Hydrology, S. 3—21, Wien (IAEA) 1970.
- BRÜCKNER, W.: Über die Entstehung der Rauhdecken und Zellendolomite. Eclog. geol. Helvet., 34, S. 117—134, Basel 1941.
- BÜDEL, J.: Die Klimaphasen der Würmeiszeit. Naturwissenschaften, 37, S. 438—449, Göttingen 1950.
- BUNDESMINISTERIUM DES INNEREN: Wasserentwicklung in Industrie, Haushalten, Gewerbe, öffentlichen Einrichtungen und Landwirtschaft. Prognose des Wasserbedarfs in der Bundesrepublik Deutschland bis zum Jahre 2000. Ber. Batelle-Inst., 211 S., Bonn 1972.
- BURKE, K. B. S.: Seismic Techniques in Exploration of Quaternary Deposits. Geoprospection, 11, S. 207—231, Amsterdam 1973.
- BUSCH, K.-F. & LUCKNER, L.: Geohydraulik. 442 S., Leipzig (VEB Grundstoffind.) 1972.
- CLODIUS, S.: Gutachten: Wasser für Bevölkerung und Wirtschaft in den nächsten dreißig Jahren. Erstellung einer generellen Vorschau und eines Programms für weitere Arbeiten. Bundesministerium für Gesundheitswesen, 79 S., Bonn 1968.
- CRAMER, H.: Grundwasser und Quellen des Bayerischen Alpengebietes. Geologica Bavarica, 17, S. 150—163, München 1953.
- CRAMER, K.: Ein Grundwassermarkierungsversuch im Höhenkirchner Forst (Münchener Schotterebene, Oberbayern). Geol. Jb., C 2, S. 265—274, Hannover 1972.
- DACQUÉ, E.: Geologische Aufnahmen des Gebietes um den Schliersee und Spitzingsee in den oberbayerischen Alpen. Mitt. geogr. Ges. München, 7, S. 211—279, München 1912.
- DAMMANN, W.: Meteorologische Verdunstungsmessung, Näherungsformeln und die Verdunstung in Deutschland. Wasserwirtschaft, 55, S. 315—321, Stuttgart 1965.
- DAVIS, S. N. & WIEST DE, H. J.: Hydrogeology. 463 S., New York—London—Sydney (Wiley) 1966.

- DEUTSCHES GEWÄSSERKUNDLICHES JAHRBUCH: Donaugebiet. Abflußjahre 1959—1969. Bayer. Landesst. Gewässererk., München 1960—1973.
- DIN 4049, Blatt 1. Gewässerkunde. Fachausdrücke und Begriffsbestimmungen. Teil I: quantitativ. Fachnormenausschuß Wasserwesen im DNA, 26 S., Berlin—Köln 1954.
- DOBEN, K.: Erl. zur geol. Karte v. Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8241 Ruhpolding. Bayer. geol. LA, 156 S., München 1970.
- DOBEN, K.: Erl. zur geol. Karte v. Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8242 Inzell. Bayer. geol. LA, 124 S., München 1973.
- DROST, H.: Hydrogeologische Untersuchungen im Trinkwassergewinnungsgebiet der Landeshauptstadt München im Mangfall- und Schlierachtal. Unveröff. Diss. Univ., 122 S., München 1972.
- DÜNNEBIER, W.: Über die Bestimmung des „Wasserhaushaltsjahres“, die Bestimmung seiner Grenzen und seine Anwendung. Dt. gewässererk. Mitt., 11, S. 69—74, Koblenz 1967.
- DÜRBAUM, H. J., MATTHES, G. & RAMBOW, D.: Untersuchungen der Gesteins- und Gebirgsdurchlässigkeit des Buntsandsteins in Nordhessen. Notizbl. Hess. LA Bodenforsch., 97, S. 258—274, Wiesbaden 1969.
- EBERS, E.: Die diluviale Vergletscherung des bayerischen Traungebietes. Veröff. Ges. bayer. Landesst., H. 13—14, 55 S., München 1939.
- EBERS, E.: Quartärgeologische Exkursion in das alpine Isargletschergebiet zwischen Bad Tölz und Mittenwald. Geologica Bavarica, 6, S. 125—126, München 1951.
- EBERS, E.: Hauptwürm, Spätwürm, Frühwürm und die Frage der älteren Würmschotter. Eiszeitalter u. Gegenwart, 6, S. 96—109, Öhringen 1955.
- EGGELSMANN, R.: Die Rolle der Moore bei der Grundwasserneubildung. Dt. gewässererk. Mitt., 17, S. 134—137, Koblenz 1973.
- EINSELE, G., DJAMCHID—BOZORGZAD—ARBAH, HEITEL, H., KLOCK, M. & SEILER, K.-P.: Hydrogeologische Untersuchungen in der Buntsandsteinzone des südlichen Saarlandes. Allgemeiner Teil. Neubildung und Speicherung von Grundwasser. Geol. Mitt., 9, S. 1—74, Aachen 1969.
- EISSELE, K.: Die Grundwasserbewegung im klüftigen Sandstein. Jb. geol. LA Baden-Württemberg, 8, S. 105—112, Freiburg 1966.
- ERHARDT, W.: Der Staufen. Geologische Aufnahme der Berge zwischen Reichenhall und Inzell. Wiss. Veröff. dt. ö. A. V., 11, S. 1—52, Innsbruck 1931.
- EROL, O.: Geomorphologische Untersuchungen über das Zungengebiet des würmeiszeitlichen Leitzachgletschers und die Terrassen des oberen Leitzachtals. Münchner geogr. Hefte, 33, 69 S., München 1968.
- ERTL, O.: Das Abflußvermögen der Gewässer im Raum der Nordalpen. Beitr. Gewässererk., Festschr. 50jähr. Bestehen bayer. Landesst. Gewässererk. 1898—1948, S. 52—70, München 1950.
- FABRICIUS, F.: Faziesentwicklung an der Trias-/Jura-Wende in den mittleren nördlichen Kalkalpen. Z. dt. geol. Ges., 113, S. 311—319, Hannover 1962.
- FLURI, F., BORTENSCHLAGER, S., FELBER, H., HEISSEL, W., HILSCHER, H. & RESCH, W.: Der Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). Eine neue Schlüsselstelle zur Kenntnis der Würmvereisung der Alpen. Z. Gletscherk. Glazialgeol., VI, H. 1—2, S. 3—35, Innsbruck 1970.
- FÖRTSCH, O. & VIDAL, H.: Seismo-glaziologische Studien an einem Gletscherfleck. Z. Gletscherk. Glazialgeol., 4, S. 35—45, Innsbruck 1958.
- FORSMANN, B.: Verfahren und Probleme der seismischen Energieanregung mit Hilfe von sprengstofflosen Oberflächenquellen. Z. angew. Geol., 19, S. 127—135, Berlin 1973.
- FORSTER FLINT, R.: Glacial and Quarternary Geology. 892 S., New York—London—Sydney—Toronto (Wiley) 1971.
- FRITSCH, W.: Über den gegenwärtigen Gütezustand der Gewässer im deutschen Alpen- und Voralpengebiet. Wasserwirtschaft, 61, S. 5—11, Stuttgart 1971.
- GAMBURZEW, G. A.: Grundlagen seismischer Erkundung. 430 S., München (Sagner) 1965.
- GANSS, O.: Neue Beobachtungen am würmeiszeitlichen Chiemsee-Gletscher. Geologica Bavarica, 19, S. 94—104, München 1953.
- GANSS, O.: Ein fossilführendes Interglazial in den Berchtesgadener Alpen. Geologica Bavarica, 19, S. 340—345, München (1953 a) 1953.
- GANSS, O.: Geologie des Blattes Bengen. Geologica Bavarica, 26, S. 3—164, München 1956.
- GANSS, O.: Erl. geol. Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8240, Marquartstein. Bayer. geol. LA, 276 S., München 1967.

- GARTNER, G.: Die Trinkwasserversorgung und Abwasserbeseitigung in Bayern. Wasserwirtschaft, **11**, S. 326—330, Stuttgart 1971.
- GARTNER, G.: Alpenplan. Water for Peace, P. 298, 3 S., Washington 1967.
- GEIST, F., SCHMEER, D. & ZÖBELEIN, H. K.: Über Leitgeschiebe im Innbereich. Geologica Bavarica, **19**, S. 297—306, München 1953.
- GERB, L.: Grundwassertypen. Geschäftsber. bayer. LA Wasservers. Gewässerschutz 1949—51, S. 212—225, München 1956.
- GERB, L.: Reduzierte Wässer. Beitrag zu einer Typologie bayerischer Grundwässer. Geschäftsber. bayer. LA Wasservers. Gewässerschutz 1952—54, S. 347—378, München 1957.
- GOLWER, A., MATTHESS, G. & SCHNEIDER, W.: Selbstreinigungsvorgänge im aeroben und anaeroben Grundwasserbereich. Vom Wasser, S. 61—90, Weinheim 1970.
- GRAUL, H.: Bemerkungen zur Würmstratigraphie im Alpenvorland. Geologica Bavarica, **14**, S. 124—139, München 1952.
- GRAUL, H.: Über die quartären Geröllfazien im deutschen Alpenvorlande. Geologica Bavarica, **19**, S. 266—280, München (1953 a) 1953.
- GRAUL, H.: Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. Geologica Bavarica, **18**, S. 13—48, München 1953.
- GRIMM, W.-D. & HOFBAUER, J.: Die Grundwasserkarte von Bayern 1 : 25.000. Dt. gewässerk. Mitt., Sonderheft, S. 113—118, Koblenz 1967.
- GÜMBEL, G. W.: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. 950 S., Gotha (Perthes) 1861.
- GWINNER, M. P.: Geologie der Alpen. Stratigraphie, Paläogeographie, Tektonik. 477 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1971.
- HAGN, H.: Zur Kenntnis von Helvetikum und Flysch im Raum Neubuurn am Inn. Geologica Bavarica, **14**, S. 69—75, München 1952.
- HARTMANN, E.: Geologie der Reichenhaller Solequellen. Abh. geol. Landesunters. a. bayer. Oberbergamt, H. 10, S. 3—49, München 1933.
- HAUDE, W.: Zur praktischen Bestimmung der aktuellen und potentiellen Evapotranspiration. Mitt. dt. Wetterd., **8**, S. 3—22, Bad Kissingen 1954.
- HAUDE, W.: Zur Bestimmung der Verdunstung und des Wasserhaushalts in Trockengebieten des Vorderen Orients zwischen Nil und Euphrat. Wasserwirtschaft, **53**, S. 438—472, Stuttgart 1963.
- HEITFELD, K. H.: Hydro- und baugelogeische Untersuchungen über die Durchlässigkeit des Untergrundes an Talsperren des Sauerlandes. Geol. Mitt., **5**, 210 S., Aachen 1965.
- HESSE, R.: Zur Sedimentologie des bayerischen Flysches mit besonderer Berücksichtigung des Flysch-Gault. Unveröff. Diss. TH, 159 + 11 S., München 1964.
- HETTICHE, H.: Einige Überlegungen zum Temperaturverhalten der Loisach bei Entnahme von Grundwasser im Gebiet Farchant-Oberau. Dt. gewässerk. Mitt., **14**, S. 157—159, Koblenz 1970.
- HILLEBRANT V., A.: Das Paläozän und seine Foraminiferenfauna im Becken von Reichenhall und Salzburg. Abh. bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., NF. **104**, 119 S., München 1962.
- HIRSBRUNNER, H.: Beiträge zur Morphologie und Hydrologie der Rovanaatäler. Beitr. Geol. Schweiz-Hydrologie, **11**, S. 5—79, Bern 1960.
- HOCHRAIN, E.: Wasserwirtschaft in den Bayerischen Alpen. Wasserwirtschaft, **60**, S. 385—389, Stuttgart 1970.
- HYDROGRAPHISCHES JAHRBUCH VON ÖSTERREICH: Abflußjahre 1959—1965. Hydrographisches Zentralbüro im Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Bd. 67—73, Wien 1960—1970.
- INGERLE, K.: Über Fortpflanzung von Grundwasserspiegelschwankungen. Österr. Wasserwirtschaft, **23**, S. 93—95, Wien 1971.
- IUGS-Subcommission: Magnetic polarity time scale. Geotimes, **18**, Nr. 5, S. 21—22, Washington 1973.
- JACOBSHAGEN, V.: Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Jura-Fleckenmergel im südöstlichen Allgäu. Notizbl. hess. LA Bodenforsch., **87**, S. 208—226, Wiesbaden 1958.
- JAHRBERICHT, Institut für Radiohydrometrie 1967. 74 S., Neuherberg (Ges. Strahlenforsch.) 1968.
- JERZ, H.: Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). Geologica Bavarica, **56**, S. 3—102, München 1966.
- JERZ, H.: Zur Stratigraphie des Jungquartärs im nördlichen Alpenvorland nach ¹⁴C-Datierungen. Geologica Bavarica, **63**, S. 207—216, München 1970.

- JECZ, H. & ULRICH, R.: Erl. zur geol. Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8533/8633 Mittenwald. Bayer. geol. LA, 152 S., München 1966.
- KELLER, G.: Angewandte Hydrogeologie. 412 S., Hamburg (Wasser u. Boden) 1969.
- KELLER, R.: Wasserbilanz der Bundesrepublik Deutschland. Umschau, 71, S. 73—78, Stuttgart 1971.
- KERN, H.: Niederschlags-, Verdunstungs- und Abflußkarten von Bayern (Jahresmittel 1901—1951). Veröff. bayer. Landesst. Gewässerk., 14 S., München 1954.
- KLEBELSBERG V., R.: Glazialgeologische Notizen vom bayerischen Alpenrande I—II. Z. Gletscherk., VII, S. 225—259, Innsbruck 1913.
- KLEBELSBERG V., R.: Glazialgeologische Notizen vom bayerischen Alpenrande III—IV. Z. Gletscherk., VIII, S. 226—261, Innsbruck 1914.
- KLEBELSBERG V., R.: Probleme der alpinen Quartärgeologie. Z. dt. geol. Ges., 76, S. 228—240, Berlin 1926.
- KLEBELSBERG V., R.: Geologie von Tirol. 872 S., Berlin (Bornträger) 1935.
- KNAUER, J.: Die geologischen Verhältnisse und Aufschlüsse des Walchenseekraftwerkes. Geogr. Jh., 37, S. 35—66, München 1924.
- KNAUER, J.: „Grundfragen alpiner Formenkunde“ — und die Entstehung des Walchenseebeckens. Geol. Rdsch., 17, S. 113—118, Berlin 1926.
- KNAUER, J.: Glazialgeologische Ergebnisse aus dem Isargletschergebiet. Z. dt. geol. Ges., 80, B, S. 294—303, Stuttgart 1928.
- KNAUER, J.: Die geologischen Ergebnisse beim Bau der Bayerischen Zugspitzbahn. Abh. geol. Landesunters. a. bayer. Oberbergamt, H. 10, S. 23—50, München 1933.
- KNAUER, J.: Diluviale Talverschüttung und Epigenese im südlichen Bayern. Geologica Bavarica, 11, S. 5—32, München 1952.
- KNAUER, J.: Gedanken über die Bildung der fluvioglazialen Täler im Alpenvorland und die Ursachen für ihre Zuschüttung. Geologica Bavarica, 19, S. 164—167, München 1953.
- KOCKEL, C. W., RICHTER, M. & STEINMANN, H. G.: Geologie der Bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. Wiss. Veröff. dt. ö. A. V., 10, 231 S., Innsbruck 1931.
- KÖRNER, H.: Schnee- und Eismechnik und einige ihrer Beziehungen zur Geologie. Felsmech. Ingenieurgeol., 2, S. 45—97, Wien 1964.
- KÖRNER, H. & ULRICH, R.: Geologische und felsmechanische Untersuchungen für die Gipfelstation der Seilbahn Eibsee-Zugspitze. Geologica Bavarica, 55, S. 404—421, München 1965.
- KOTACZKOWSKI, S. T. & SPANDOWSKA, S.: Über künstliche Grundwasseranreicherung. Österr. Wasserwirtschaft, 24, S. 238—246, Wien 1972.
- KOZÉNY, J.: Hydraulik. 588 S., Wien (Springer) 1953.
- KRAUS, E.: Die Baugeschichte der Alpen. Teil I, 552 S., Teil II, 489 S., Berlin (Akademie Verl.) 1951.
- KRAUS, E.: Über die jüngsten Bewegungstendenzen der Alpen. Geol. Rdsch., 43, S. 108—138, Stuttgart 1955.
- KRAUSPE, A.: Die Grundwässer des Mittleren Keupers und Quartärs im westlichen Mittelfranken. Unveröff. Diss. F. U., 204 S., Berlin 1970.
- KUHNERT, Ch.: Erl. geol. Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8432 Oberammergau. Bayer. geol. LA, 128 S., München 1967.
- KUHNERT, Ch.: Erl. geol. Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8431 Linderhof. Bayer. geol. LA, 99 S., München (1967 a) 1967.
- LEBLING, Cl.: Das Interglazial zwischen Isar und Leitzach. Geologica Bavarica, 19, S. 335—339, München 1953.
- LEINE, L.: Rauhacken und ihre Entstehung. Geol. Rdsch., 60, S. 488—524, Stuttgart 1971.
- LEMCKE, K.: Zur nachpermischen Geschichte des nördlichen Alpenvorlandes. Geologica Bavarica, 69, S. 5—48, München 1973.
- LEPSIUS, R.: Die Einheit und die Ursachen der diluvialen Eiszeit in den Alpen. Abh. großhgz. hess. geol. Landesanstalt, 136 S., Darmstadt 1910.
- LEUCHS, K.: Geologie von Bayern II. Bayerische Alpen. 374 S., Berlin (Bornträger) 1927.
- LEVY, F.: Diluviale Talgeschichte des Werdenfelser Landes und seiner Nachbargebiete. Ostalpine Formenst., 1, 191 S., Berlin 1920.
- LEVY, F.: Die quartäre Formentwicklung der Schlierseer Berge und ihrer Nachbarschaft. Ostalpine Formenst., 2, S. 1—138, Berlin 1922.
- LEYDEN, F.: Grundfragen alpiner Formenkunde. Geol. Rdsch., 15, S. 193—215, Berlin 1924.
- LIBOUTRY, L.: Traité de Glaciologie I + II. 1040 S., Paris (Masson) 1965.

- LOHR, A.: Hydrogeologie, in: Erl. geol. Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt Nr. 8432 Oberammergau. Bayer. geol. LA, S. 79—99, München 1967.
- LOUIS, C.: Strömungsvorgänge in klüftigen Medien und ihre Wirkung auf die Standsicherheit von Bauwerken und Böschungen im Feis. Unveröff. Diss. TH, 121 S., Karlsruhe 1967.
- LUTY-LUTENKO, A.: Bau und Strukturen der Lechtaldecke im Gebiet der Jachenau zwischen Walchensee und Isar-Tal. *Geologica Bavarica*, 8, S. 3—63, München 1951.
- MAILLET, M. E.: Sur les décmes des rivières. *Comptes rendus, Acad. Sciences*, 138, S. 1030—1032, Paris 1904.
- MANGELSDORF, J. & ZELINKA, K.: Zur Hydrochemie der Ammer (Oberbayern) und ihrer Zuflüsse. *Wasserwirtschaft*, 63, S. 241—245, Stuttgart 1973.
- MARKGRAF, U.: Waldgeschichte im Alpenraum seit der letzten Eiszeit. *Umschau*, S. 789—790, Frankfurt 1970.
- MATTHESS, G.: Beziehungen zwischen geologischem Bau und Grundwasserbewegung in Festgesteinen. *Abh. hess. LA Bodenforsch.*, 58, 105 S., Wiesbaden 1970.
- METZ, K.: Lehrbuch der tektonischen Geologie. 294 S., Stuttgart (Enke) 1957.
- MOSER, H.: Verwendung des Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalts bei hydrologischen Untersuchungen. *Gas- und Wasserf.*, 52, S. 329—334, München 1972.
- MOSER, H.: Die Verwendung künstlicher radioaktiver Markierungen zur Lösung hydrologischer Probleme. Teil I: Methodik. *Österr. Wasserwirtschaft*, 26, S. 75—80, Wien 1974.
- MOSER, H., STICHLER, W. & ZÖTL, J.: Altersgliederung von tiefliegenden artesischen Wässern durch Messung des Deuteriumgehalts. *Naturwissenschaften*, 59, S. 122 bis 123, Göttingen 1972.
- MÜLLER, L.: Geomechanische Auswirkungen von Abtragungsvorgängen. *Geol. Rdsch.*, 59, S. 163—178, Stuttgart 1969.
- MÜLLER-DEILE, G.: Geologie der Alpenrandzone beiderseits vom Kochelsee in Oberbayern. *Mitt. Reichsst. Bodenf., Zweigst. München*, 109, 34 S., München 1940.
- MÜLLER, M. & UNGER, H.: Das Molasse-Relief im Bereich des würmeiszeitlichen Innvorlandgletschers mit Bemerkungen zur Stratigraphie und Paläogeographie des Pleistozäns. *Geologica Bavarica*, 69, S. 49—88, München 1973.
- MURAWSKI, H.: Klufnetz und Gewässernetz. *N. Jb. Geol. Pal.*, 109, S. 537—561, Stuttgart 1964.
- NIEDERMAYER, J.: Geologie der Bayerischen Alpen zwischen Loisach, Isar und Walchensee. *N. Jb. Min. Geol. Pal.*, 76, Beil.-Bd., Abt. B, S. 451—511, Stuttgart 1936.
- OFFERHAUSEN, P.: Horizontalfassungsbrunnen in Theorie und Praxis. *Schriftenr. DAW*, H. 3, S. 40—61, Berlin—Bielefeld—München 1964.
- OTT, E.: Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. *Bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abh., NF.*, H. 131, 96 S., München 1967.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. 1. Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen. 393 S., Leipzig (Tauschnitz) 1909.
- PENCK, A.: Die Terrassen des Isartales in den Alpen. *S.-Ber. preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl.*, 19, S. 182—208, Berlin 1922.
- PENCK, A.: Alte Breccien und junge Krustenbewegungen in den bayerischen Hochalpen. *S.-Ber. preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl.*, 17, S. 330—348, Berlin 1925.
- PENMAN, H. L.: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. royal Soc., A*, 193, S. 120—145, London 1948.
- PFLAUMANN, U. & STEPHAN, W.: Erl. geol. Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt Nr. 8237 Miesbach. Bayer. geol. LA, 415 S., München 1968.
- PRODEHL, C.: Auswertung von Refraktionsbeobachtungen im bayerischen Alpenvorland (Steinbruchsprengungen bei Eschenlohe 1958—1961) im Hinblick auf die Tiefenlage des Grundgebirges. *Z. Geophys.*, 30, S. 161—181, Würzburg 1964.
- RAUERT, W.: Über Messungen von Tritium und Kohlenstoff-14 bei hydrologischen Untersuchungen. *Geologica Bavarica*, 64, S. 36—74, München 1971.
- REEVES, C. C.: *Introduction to Paleolimnology*. 228 S., Amsterdam—London—New York (Elsevier) 1968.
- REICH, H.: Seismische Untersuchungen im Loisachtal zwischen Oberau und Garmisch. Unveröff. Ber., *Inst. angew. Geophys.*, München 1954.
- REICH, H.: Feststellungen über diluviale Bewegungen am Nordrand der bayerischen Alpen auf Grund seismischer Untersuchungen. *Geol. Rdsch.*, 43, S. 158—168, Stuttgart 1955.
- REICH, H.: Seismische Untersuchungen des Flyschtroges bei Lenggries. *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, II. math.-phys. Kl.*, Nr. 11, S. 205—255, Göttingen 1960.

- REIS, O.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Wettersteingebirges 1:25.000. Geogr. Jh., 23, S. 61—114, München 1911.
- REISSER, A.: Glaziale Erosion am Ammer-, Starnberger- und Wörthsee. Z. Gletscherk. Glazialgeol., 1, S. 172—175, Innsbruck 1950.
- REIST, M.: Beiträge zur Morphologie und Hydrologie des Bavona-Tales. Beitr. Geol. Schweiz-Hydrologie, 11, S. 5—66, Bern 1960.
- RENNER, H.: Zur Frage der Berücksichtigung nichtbindiger überdeckender Schichten bei der Bemessung von Wasserschutzgebieten. Gas- und Wasserf., 114, S. 461—467, München 1973.
- RICHTER, D.: Grundriß der Geologie der Alpen. 213 S., Berlin—New York (Gruyter) 1974.
- RICHTER, M.: Die größte Reliefüberschiebung der Nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Donau. Geol. Rdsch., 35, S. 166—167, Stuttgart 1948.
- RICHTER, M., CUSTODIS, A., NIEDERMAYER, J. & SCHMIDT-THOMÉ, P.: Geologie der Alpenrandzone zwischen Isar und Leitzach in Oberbayern. Z. dt. geol. Ges., 91, S. 649 bis 704, Berlin 1939.
- RICHTER, M. & STEINMANN, H. G.: Zur Tektonik der Bayerischen Alpen zwischen Ammer und Loisach. Cbl. Geol. Min. Pal., B, S. 160—171, Stuttgart 1927.
- ROETHER, W.: Tritium im Wasserkreislauf. Unveröff. Diss. Univ., 67 S., Heidelberg 1967.
- ROTHPLETZ, A.: Das Karwendelgebirge. Z. dt. ö. A. V., 19, S. 401—470, München 1888.
- SAUER, E.: Verbreitung, Zusammensetzung und Entstehung der diluvialen Seeabsätze im oberen Isartal. Min. petr. Mitt., 50, S. 305—355, Leipzig 1938.
- SCHÄFER, I.: Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. Stellungnahme zu den Ausführungen H. GRAUL's. Geologica Bavarica, 18, S. 49—112, München 1953.
- SCHIRM, E.: Die hydrologischen Verhältnisse der Münchener Schotterebene östlich der Isar. Bayer. Landesst. Gewässerl., 139 S., München 1968.
- SCHMEIDL, H., SCHÜCH, M. & WANKE, R.: Wasserhaushalt und Klima einer kultivierten und unberührten Hochmoorfläche am Alpenrand. Schriftenr. Kurat. Kulturbauwesen, H. 19, 174 S., München 1970.
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Neuere Erkenntnisse über die Kalkalpenzone und die Alpenrandstrukturen in Südbayern. Geol. Rdsch., 37, S. 18—24, Stuttgart 1949.
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Geologie des Isartalgebietes im Bereich des Reißbach-Stollens und des geplanten Sylvenstein-Staubbeckens. Geologica Bavarica, 4, 55 S., München 1950.
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Geologische Exkursion in die Ammergauer und Allgäuer Alpen. Geologica Bavarica, 6, S. 26—49, München 1951.
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Klufftektonische Beobachtungen in den Bayerischen Alpen. Geologica Bavarica, 17, S. 5—16, München 1953.
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Beobachtungen an Kären im Vorkarwendel. Geologica Bavarica, 19, S. 141—153, München (1953 a) 1953.
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Klufftektonik und Großstrukturen in den Nördlichen Kalkalpen. Geol. Rdsch., 42, S. 172—187, Stuttgart 1954.
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Zur Frage quartärer Krustenbewegungen im Alpen- und Vor-alpengebiet des Isartalbereiches. Geol. Rdsch., 43, S. 144—158, Stuttgart 1955.
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Paläogeographie und tektonische Strukturen im Alpenrandbereich Südbayerns. Z. dt. geol. Ges., 113, S. 231—260, Hannover 1962.
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Alpenraum. In: Erl. geol. Karte Bayern 1:500.000, 2. Aufl., S. 244 bis 296, München 1964.
- SCHNEIDER, H.-J.: Lagerstättenkundliche Untersuchungen am Oberen Wettersteinkalk östlich der Loisach. Unveröff. Diss. Univ., 131 S., München 1953.
- SCHNEIDER, H.-J.: Der Bau des Annspitzstocks und seine tektonische Stellung zwischen Wetterstein- und Karwendelgebirge. Geologica Bavarica, 17, S. 17—55, München (1953 a) 1953.
- SCHNEIDER, H.-J.: Quartäre Seeabsätze und spätglaziale Gletscherstände im Unterleutaschtal (Nordtiroler Kalkalpen). Z. Gletscherk. Glazialgeol., 2, S. 241—261, Innsbruck (1953 b) 1953.
- SCHNETZER, R.: Ein Vorkommen diluvialer Schieferkohle am Kienberg bei Füssen am Lech. Ber. Reichsst. Bodenforsch., Zweigst. Wien, S. 1—6, Wien 1941.
- SCHOELLER, H.: Hydrodynamic dans le Karst (Écoulement et emmagasinement). Intern. Assoc. Sci. Hydrol., Colloque de Dubronik, Bd. 1, S. 3—20, Dubrovnik 1965.
- SEIBOLD, E.: Das schwäbische Lineament zwischen Fildergraben und Ries. N. Jb. Geol. Pal., Abh., 93, S. 285—324, Stuttgart 1951.
- SEILER, K.-P.: Kluff- und Porenwasser im Mittleren Buntsandstein des südlichen Saarlandes. Geol. Mitt., 9, S. 75—96, Aachen 1969.

- SEILER, K.-P.: Zur Erschließung des Grundwassers im klüftig-porösen Mittleren Buntsandstein des südlichen Saarlandes. Bohrtechn. Brunnenb. Rohrleitungsb., 21, S. 325—329, Köln 1970.
- SEILER, K.-P.: Geohydrologische und radiometrische Untersuchungen im Murnauer und Eschenloher Moos. GSF-Ber. R 37, 20 S., Neuherberg (Ges. Strahlenforsch.) 1971.
- SEILER, K.-P.: Ein Versuch zur Bestimmung der Strömungsart in Klüften des saarländischen Mittleren Buntsandsteins. Z. dt. geol. Ges., 123, S. 45—52, Hannover 1972.
- SEILER, K.-P.: Durchlässigkeit, Porosität und Kornverteilung quartärer Kies-Sand-Ablagerungen des bayerischen Alpenvorlandes. Gas- u. Wasserf., 114, S. 353—358, München 1973.
- SEILER, K.-P.: Coefficient de perméabilité et distribution granulométrique de graviers et de sables de filtre. L'Hydro, S. 9—12, Centre d' Hydrogéologie, Bordeaux 1974.
- SEILER, K.-P.: Geologische Grenzflächen in fluvioglazialen Kiessanden und ihr Einfluß auf die Grundwasserbewegung. Hydrometrische und radiometrische Untersuchungsergebnisse aus dem Norden der Münchener Schotterebene. Z. dt. geol. Ges., 126, S. 349—357, Hannover (1975 a) 1975.
- SEILER, K.-P.: Nutzbares Hohlraumvolumen, auffüllbares Hohlraumvolumen und Speicherkoeffizient. Bohrtechn. Brunnenb. Rohrleitungsb., 26, S. 363—365, Köln 1975.
- SEILER, K.-P. & VILLINGER, E.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Keuper und Lias des Lein-Rems-Gebietes (Württemberg). Oberrhein. geol. Abh., 15, S. 61—97, Karlsruhe 1966.
- SIEBENHÜNER, M.: Zur jüngeren Tektonik Frankens (Strukturuntersuchungen zwischen Main und Ries). Unveröff. Diss. Univ., 136 S., Würzburg 1967.
- SIMON, L.: Die Gegend von Tölz in der Nacheiszeit. 1. Die Sonderstellung des Tölzer-Isar-Sees. Abh. geol. Landesunters. a. bayer. Oberbergamt, H. 3, S. 21—30, München 1931.
- SNOW, D. T.: Rock fracture spacings, openings and porosities. J. soil mech. and found. divis., S. 73—91, 1968, New York 1968.
- SNOW, D. T.: Anisotropic Permeability of fractured Media. Walter Resources Res., 5, S. 1273—1289, Washington 1969.
- SNOW, D. T.: The frequency and apertures of fractures in Rock. J. Rock Mech. Min. Sci., 7, S. 23—40, Oxford 1970.
- STEINHÄUSSER, H.: Wasservorrat in verschiedenen Seehöhen Österreichs. Österr. Wasserwirtschaft, 22, S. 163—170, Wien 1970.
- STEINHÄUSSER, H.: Gebietsverdunstung und Wasservorrat in Flußgebieten verschiedener Höhenlagen der Südostalpen. Wasserwirtschaft, 62, S. 342—346, Stuttgart 1972.
- STEMMLER, W.: Über die Verzögerung seismischer longitudinaler Wellen in oberflächennahen Schichten im Bereich der bayerischen Molasse und die mögliche Zuordnung gemessener Geschwindigkeitswerte zur Geologie des Meßgebietes. Unveröff. Diss. Univ., 74 S., München 1954.
- STEPHAN, W.: Frühwürmeiszeitliche Schieferkohlevorkommen im Bereich des östlichen Isar-Vorlandgletschers. Geologica Bavarica, 63, S. 217—230, München 1970.
- STEPHAN, W. & HESSE, R.: Erl. zur geol. Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt Nr. 8236 Tegernsee. Bayer. geol. LA, 304 S., München 1966.
- STICHLER, W.: Massenspektrometrische Messungen des Deuteriumgehalts von Wasserproben. Unveröff. Diplomarb. Univ., 107 S., München 1969.
- STIMMELMAYR, F.: Water Quality Protection and Control Problems at Lakes of Bavaria. Water for Peace, P. 296, 4 S., Washington 1967.
- TAUPITZ, K.: Die Blei-, Zink- und Schwefelerzlagertstätten der nördlichen Kalkalpen westlich der Loisach. Unveröff. Diss. Bergakad., 120 S., Clausthal 1954.
- THORNTHWAITTE, C. W.: An approach toward a rational classification of climate. Geogr. Rev., 38, S. 55—94, Washington 1948.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. 256 S., Wien (Deuticke) 1963.
- TOLLNER, H.: Zur Methode von Niederschlagsmessungen in ostalpinen Quertälern mittlerer Höhenlage. Österr. Wasserwirtschaft, 19, S. 9—13, Wien 1967.
- TRAUB, F.: Quartärgeologische Beobachtungen zwischen Alz und Salzach. Geologica Bavarica, 19, S. 105—113, München 1953.
- TRAUB, F.: Erläuterungen zu Blatt München. Hydrogeologische Übersichtskarte 1 : 500.000. 121 S., Remagen (Bundesanst. Landesk.) 1956.
- TROLL, K.: Über Bau und Entstehung des bayerischen Alpenrandes. Z. dt. geol. Ges., 78, S. 35—51, Berlin 1926.
- UDLUFT, P.: Hydrogeologie und Hydrochemie der Südrhön unter besonderer Berücksichtigung der Mineralquellen im Brückenaauer Raum. Unveröff. Diss. TH, 132 S., München 1969.

- UDLUF, P.: Bestimmung des entwässerbaren Kluftraumes mit Hilfe des Austrocknungskoeffizienten nach Maillet, dargestellt am Einzugsgebiet der Lohr (Nordost-Spessart). Z. dt. geol. Ges., **123**, S. 53—63, Hannover 1972.
- VEIT, E.: Die Ergebnisse der reflexionsseismischen Schußbohrungen im Rosenheimer Seetonbecken. Erl. geol. Kt. Bayern 1 : 25.000, Blatt Neubeuern, Nr. 8238, S. 282—285, Bayer. geol. LA, München 1973.
- VIDAL, H.: Neuere Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. *Geologica Bavarica*, **17**, S. 56—88, München 1953.
- WASSERGÜTEATLAS. Münchner Beitr. Abwasser-, Fischerei- u. Flußbiologie, **15**, 87 S., München 1969.
- WEBER, F.: Die refraktionsseismischen Messungen im Murtal zwischen Peggau und Eggenfelden (Mittelsteiermark) und ihre Bedeutung für die hydrogeologische Erforschung der quartären Schotterbecken. Steir. Beitr. Hydrogeol., Nr. 21, S. 5—25, Graz 1969.
- WEHRLI, H.: Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. *Jb. geol. B. A.*, **78**, S. 335—498, Wien 1928.
- WEYER, K. U.: Ermittlung der Grundwassermengen in den Festgesteinen der Mittelgebirge aus Messungen des Trockenwetterabflusses. Unveröff. Diss., Rhein.-Friedrich-Wilhelm-Univ., 142 S., Bonn 1972.
- WEYL, R.: Schwermineraluntersuchungen an eiszeitlichen Ablagerungen der Riß-Lech-Platte. *Geologica Bavarica*, **14**, S. 107—123, München 1952.
- WIESNER, C. J.: *Hydrometeorology*. 232 S., London (Chapman & Hall) 1970.
- WILHELM, F.: Physikalisch-chemische Untersuchungen an Quellen in den bayerischen Alpen und im Alpenvorland. *Münchner geogr. Hefte*, **10**, S. 3—97, Regensburg 1956.
- WILHELM, F.: Spuren eines voreiszeitlichen Reliefs am Alpennordsaum zwischen Bodensee und Salzach. *Münchner geogr. Hefte*, **20**, S. 3—176, Regensburg 1961.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Bd. 1, 374 S., Stuttgart (Enke) 1961.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Bd. 2, 438 S., Stuttgart (Enke) 1958.
- WOLFF, H.: Erl. geol. Karte von Bayern, Blatt Nr. 8238, Neubeuern. Bayer. geol. LA, 352 S., München 1973.
- WROBEL, J.-P.: Hydrogeologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Loisach zwischen Garmisch-Partenkirchen und Eschenlohe/Obb. Bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abh. NF., H. 146, 87 S., München 1970.
- WROBEL, J.-P.: Abflußpenden an süddeutschen Flüssen unter besonderer Berücksichtigung der Geologie ihrer Einzugsgebiete. *Geologica Bavarica*, **64**, S. 242—253, München 1971.
- ZACHER, W.: Erl. geol. Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt Nr. 8430 Füssen. Bayer. geol. LA, 151 S., München 1964.
- ZACHER, W.: Erl. geol. Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt Nr. 8429 Pfronten. Bayer. geol. LA, 208 S., München 1966.
- ZEIL, W.: Geologie der Alpenrandzone bei Murnau in Oberbayern. *Geologica Bavarica*, **20**, 85 S., München 1954.
- ZEIL, W.: Die Kreidetransgression in den Bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun. *N. Jb. Geol. Pal., Abh.* 101, S. 141—226, Stuttgart 1955.
- ZEIL, W.: Zur Deutung der Tektonik in den deutschen Alpen zwischen Iller und Traun. *Z. dt. geol. Ges.*, **111**, S. 74—100, Hannover 1959.
- ZELLER, G.: Morphologische Untersuchungen in den östlichen Seitentälern des Val Blenio. *Beitr. Geol. Schweiz-Hydrologie*, **13**, S. 6—111, Bern 1964.

Summary

In the valleys of the Alps exist crystic overdeepened sections divided by rock bars. Such sections appear mainly in areas of formations which are easily eroded and in tectonically fractured zones. Today the average thickness of the valley fill can be determined by the refraction seismic. Frequently the accumulation reaches 200—300 m, in some exceptions also 500 m of thickness.

The crystic overdeepened sections are filled up primarily with fine clastic sediments,

such as lacustrine clays and lake marls, as well as cemented gravels. Layers of coarse gravels only occupy a relatively thin section of the profile.

The development of the zones of coarse gravels is determined mainly by the drainage conditions in the valley formed by ice streams during the Pleistocene and by the morphology of the subglacial land surface. In the glaciated tributaries of the main valley (Ammer-, Rottach-, Weißbach-, Leitzach-, Prien-, Wössner Tal) dominate finer clastic sediments than in the glacialfilled main valleys (Loisach-, Isar-, Tiroler Achenal).

By means of the hammer reflection seismics can be separated facies changes but also various compact layers. Furthermore, can the hydrogeologically important tectonic extension- and compressing zones be recognized and separated by petrofabric methods. The direction of the fissures in the Limestone Alps show, regardless of the rock type, mainly indistinct maxima which can be explained by a frequent change of the stress of tectonics during the surface thrust of the Alps. — Joint systems of the same direction as the Ammer- and Loisachtal are frequently found in this region.

For the first time had been tried to determine the permeability of the hard rock areas by measurements of the width of the joints in suitable outcrops. Along the tectonic extension- and compressing zones the permeability values are quite constant. An influence of the nature of a rock on the permeability certainly exists but cannot yet be numerically determined. — It ist proved by two examples that the results concerning the permeability of hard rock areas represent a useful basis for the volume determination of groundwater. The amount of permeability (10^{-4} to 10^{-5} m/s) in these areas is lower by 1 to 2 units than that of coarse clastic rocks. The hard rock surface thus builds along the joining line to the clastic rocks a definite margin of the groundwater body. The areas and types of sedimentation of loose rocks determine their permeability (10^{-3} to 10^{-2} m/s). The highest permeability is found in the splintery talus deposits (5×10^{-2} m/s); little variable are the permeabilities of retreatal moraines, but those of limnal and fluvial sediments vary quite strongly. Fine clastics and pre-Würm glacial sediments were not examined for their permeability.

The effective porosity of hard formations is smaller than 0,1%, the effective porosity of loose formations amounts to 7 up to 30%. Talus deposits show an especially high capacity of infiltration. Pollution in the infiltration water of talus deposits is up to 10^2 times less effective on the groundwater than that of the bank filtrate.

According to their balance, the majority of the groundwater basins in the test area are closed (uniform) systems. The discharge of the receiving stream at the basin outlet is almost as high as the total runoff.

The many years' depth of evaporation has in all regions a constant amount of 410 ± 30 mm.

The base runoff gives information about the retention of recharge areas but also of the disposable groundwater quantities. Accordingly, the Ammer-, Loisach-, Isar-, Leitzach-, Weiße Traun- and Ramsauer Achen-valleys contain ample groundwater resources. Beyond the national border the same applies to the Isartal south of Mittenwald and to the Leutaschtal.

All high-yielding groundwater reservoirs belong to groundwater basins. Their flow nets show that at the basin outlet and in deep zones flows groundwater with a high residence (retention) time and in shallow regions with a shorter residence (retention) time. Examinations for the tritium- and deuterium-contents of the groundwater confirm this qualitatively, results of tracing experiments quantitatively. Springs discharging at the valley floor cause a quick runoff of the shallow groundwater.

For the capture of underground water in crystic overdeepened valleys of the Alps, drilled wells into the lower aquifer seem to be most useful. In a connected series of groundwater basins generally groundwater pollution of an upstream situated groundwater basin doesn't penetrate into a section downstream.

Measures for the protection of the groundwater and the environment should be taken in time in order to preserve the regions of future groundwater capture.

Anschrift des Verfassers: Dr. habil. Klaus-Peter SEILER, Institut für Radiohydro-metrie der Gesellschaft für Strahlen- und Umwelt-forschung mbH München, D-8042 Neuherberg, Ingol-städter Landstraße 1, BRD.