

BERICHTE
der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung

Band 66

**Hydrogeologische Untersuchungen
in den nördlichen Gesäusebergen**

von

W. Kollmann

**Amt der Steiermärkischen Landesregierung, Landesbaudirektion
Referat für wasserwirtschaftliche Rahmenplanung**

Graz 1983

I N H A L T S V E R Z E I C H N I S

	Seite
ZUSAMMENFASSUNG	1
Einleitung und Problemstellung	3
Allgemeiner Teil	5
1. Lage, Umgrenzung und Gliederung des Arbeitsgebietes	5
1.1. Regionale Lage und Begrenzung	5
1.2. Gliederung nach hydrologischen Gesichtspunkten	7
2. Stratigraphie unter Berücksichtigung der hydrogeologischen Wertigkeit	10
2.1. Die stauenden bzw. nicht verkarstungsfähigen Schichtglieder	15
2.2. Die minderdurchlässigen bzw. geringverkarstungsfähigen Schichtglieder	21
2.3. Die stark durchlässigen bzw. gut verkarstungsfähigen Schichtglieder	30
3. Tektonischer Überblick	38
3.1. Der Deckenbau	38
3.2. Die Verhältnisse im Bereich der Gesäusestörung	43
3.3. Die Lagerung der Gesteine unter Einbeziehung der Orogenese	46
3.4. Die Störungs- und Kluftrichtungen	50
4. Geomorphologische Grundzüge	52
4.1. Die ältesten Verebnungsflächen	52
4.2. Die Hochtalniveaus	54

	Seite
4.3. Die Entwicklung des Gewässernetzes unter zunehmendem Einfluß des Beckens von Gams und Mooslandl	55
4.4. Versuch der Deutung des Gesäuse-längstales unter Berücksichtigung der Karstphänomene	58
4.4.1. Die Paläo - Karstformen	59
4.4.2. Die Ausschaltung der konsequenten Talwege durch korrosiv vorbereitete unterirdische Anzapfung	61
4.4.2.1. Die hydrogeologisch - geomorphologischen Verhältnisse im Bereich des "Gesäuseausganges" (Hieflau)	63
4.4.2.2. Die Verhältnisse im Bereich des Hartelgrabens	63
4.4.2.3. Die Verhältnisse im Bereich des zentralen Hochtales: Heßhütte - Eggeralm	66
4.4.2.4. Zur Frage der Entstehung des Hinterwinkels	67
4.4.2.5. Zur Frage der Anzapfung des Johnsbaches	69
4.4.2.6. Zum Problem der Ausschaltung des Ennslaufes über den Buchauer Sattel; bzw. Die Entstehung des sub-sequenten Gesäusedurchbruches	72
4.5. Aktualgeomorphologie	73
5. Quartärgeologie	75
5.1. Das Mittel- und ältere Jungpleistozän	75
5.2. Das Jungpleistozän (Würm)	76
6. Morphometrie	77
6.1. Die Reliefenergie	77
6.2. Die hypsographischen Kurven	78

	Seite
7. Das Klima	82
7.1. Das jahreszeitliche Auftreten und die Wirksamkeit der Wetterlagen	82
7.2. Niederschlag	86
7.2.1. Der mittlere Jahresniederschlag	86
7.2.2. Zur Frage der Niederschlagszunahme mit der Höhe	91
7.2.3. Der Niederschlagsgang	94
7.3. Abflußfaktor und Abflußspende	97
7.4. Schnee	103
7.4.1. Der regionale Vergleich	104
7.4.2. Die Zahl der Tage mit Schneebedeckung, Winterdecke und Schneefall	108
7.4.3. Die Summen der Neuschneehöhen	114
7.4.4. Die Schneeintensitäten	115
7.4.5. Der Anteil des festen Niederschlags am Gesamtniederschlag (Schneekoeffizient)	116
7.4.6. Die mittleren maximalen Schneehöhen	120
7.5. Lufttemperatur	124

Spezieller Teil

8. Die hydrogeologische Aufnahme der Quellen	129
8.1. Zur Frage der Niveaugebundenheit der Quellen	130
8.1.1. Das 4-dimensionale Verteilungsdiagramm	136
8.2. Die Quellwasser-Temperaturen	138

	Seite
8.3. Die hydrochemische Beschaffenheit der unterirdischen Einzugsgebiete	140
8.3.1. Die Gruppenbildung nach den Ergebnissen einer einmalig durchgeführten Vollanalyse	141
8.3.2. Typenbildung nach den 4-dimensionalen Quellgruppendiagrammen	143
8.3.2.1. Die Karstwässer	147
8.3.2.2. Die Mischwässer	148
8.3.2.3. Die Dolomitwässer	149
8.3.2.4. Die Wässer mit höherem Sulfat- und Chloridgehalt	150
9. Dauerbeobachtete Quellen und deren Interpretation	152
9.1. Die Klimaelemente des Untersuchungszeitraumes	152
9.2. Zur Methodik der Interpretation	155
9.3. Die Karstquellen	159
9.3.1. Die Hochwasserspeier am SE-Fuß des Tamischbachturm massivs H 1 - 8, 12 und 12a (Kalkofenquellen)	159
9.3.2. Die Quelle R 1 im unteren Rohr	170
9.3.3. Die Kaswasserquelle T 6 (Tamischbachursprung)	177
9.3.4. Die Karst-Schlauchquelle R 10 im oberen Rohr	187
9.3.5. Die Karstfolgequelle R 18 am Rauchboden	195
9.3.6. Der Weißenbachl-Ursprung Gst 1	198
9.4. Die Dolomitquellen	204
9.4.1. Der Ursprung des Hinteren Schindlgrabens (Schdl 8)	204

	Seite
9.4.2. Die Quelle ME 6 am Erbsattel	205
9.4.3. Die Quelle T 16 "Kropfbründl" südlich von Großreifling	214
9.4.4. Die Quelle Ri 6 auf der Ritschen- alm	221
9.5. Die Mischwässer	225
9.5.1. Die Quelle M 18 im "Hochschlag"	225
9.5.2. Die Quelle Gst 2 "Klausgraben- quelle" des Kroisenalm-Quellbe- zirkes	230
9.5.3. Die Quelle Gst 3 unterhalb der Kroisen Alm	237
9.5.4. Die Quelle Gst 5 "Kaltenbründl"	240
9.5.5. Die Schutt-Quellenreihe M 27 und 28 auf der "Schusterau"	246
9.5.6. Die Schuttquelle G 2 "Pulver- macher"	249
9.5.7. Die Schuttquelle T 2 "Weber"	253
9.6. Die Wässer mit höherer Nichtkarbonat- härte	260
9.6.1. Der Grundwasseraustritt T 4 "Schneiderbachl"	260
9.6.2. Die Quelle M 13 auf der Bruck- wirt Alm	263
9.6.3. Die Quelle Ri 21 östlich des Ge- höftes Simmerbauer	269
10. Grundsätzliche Schlußfolgerungen	273
10.1. Gemeinsame Aspekte der bei der Dauerbeobachtung gewonnenen Er- gebnisse	273
10.2. Vergleich der Tritium-Schwankungen mit den hydrochemischen-physika- lischen Reihenuntersuchungen	279

	Seite
10.3. Gesamtausmaß des durch die Korrosion geleisteten Abtrags	283
11. Kurzfassung	285
Literatur	291
ANEANG	299
Hydrochemische Vollanalysen der dauerbeob- achteten Quellen	
Quellkataster mit Wasserbuch-Eintragungen	

VERZEICHNIS DER FIGUREN

	Seite
Fig. 1 Lage, Umgrenzung und Gliederung des Arbeitsgebietes	6
Fig. 2 Die Schichtsäule der Dachsteinkalkfazies (nach K.H.Büchner)	14
Fig. 3 Tektonische Verhältnisse der nördlichen Gesäuseberge (nach A.Tollmann)	40
Fig. 4 Zentrales Profil durch die Egger-Alm	41
Fig. 5 Profil durch den Großen Buchstein	41
Fig. 6 Profil Tamischbach-Gstatterboden	42
Fig. 7 Geologische Profile durch die nördlichen und südwestlichen Gesäuseberge (nach K.H.Büchner)	45
Fig. 8 Längsprofil durch die nördlichen Gesäuseberge (mit einer Verzweigung vom Tamischbachturm gegen Nordosten)	47
Fig. 9 Vereinfachtes tektonisches Bauschema der Gesäuseberge	48
Fig. 10 Kluftrosen aus den Gesäusebergen (nach K.H.Büchner)	51
Fig. 11 Entwässerungsnetz etwa zur Zeit des Hochtalniveaus bzw. N I der nördlichen Gesäuseberge	53
Fig. 12 Entwässerungsnetz etwa zur Zeit des N II der nördlichen Gesäuseberge	65
Fig. 13 Entwässerungsnetz etwa zur Zeit des N III der nördlichen Gesäuseberge	71
Fig. 14 Hypsographische Kurve des Gesamtgebietes	79
Fig. 15 Die hypsographische Kurve der Buchstein- und Tamischbachturmgruppe	80

	Seite
Fig. 16 Die hypsographische Kurve der Reifflinger Scholle nördlich der Erb	80
Fig. 17 Niederschlagskarte für das Normaljahr 1901 - 1950 (nach F.Steinhäuser)	83
Fig. 18 Das Stationsnetz im Bereich der mittleren Enns	87
Fig. 19 Reduzierte Jahresniederschläge 1901 - 1950 (nach H.Kreps)	90
Fig. 20 Die Summe der Winterniederschläge (XII, I, II) in % der Sommerniederschläge (VI, VII, VIII) 1901 - 1960 (nach J.Zötl)	90
Fig. 21 Der Niederschlagsgradient	92
Fig. 22 Niederschlagsganglinie im langjährigen Mittel	95
Fig. 23 Reduzierte, mittlere Jahrestemperaturen (nach H.Kreps)	99
Fig. 24 Mittlere jährliche Abflußspende (l/s.qkm) nach J.Zötl	99
Fig. 25 Hyetographische Kurven	101
Fig. 26 Hydrographische Kurve	101
Fig. 27 Jahresabflußhöhen in Abhängigkeit der mittleren Jahrestemperatur (nach H.Kreps)	101
Fig. 28 Mittlere Neuschneemenge pro Schneefalltag (Intensität) im langjährigen Mittel	105
Fig. 29 Der Beginn und das Ende der Schneebedeckung und Winterdecke im langjährigen Mittel	106
Fig. 30 Die mittlere Zahl der Tage mit Schneebedeckung, Winterdecke und Schneefall	107

	Seite	
Fig. 31	Prozentueller Anteil der mittleren Dauer der Winterdecke von der Schneebedeckung (= 100 %) im langjährigen Mittel	110
Fig. 32	Die Summen der Neuschneehöhen im langjährigen Mittel	111
Fig. 33	Die Zahl der Tage mit Schneebedeckung bezogen auf die Fläche des Gesamtgebietes	112
Fig. 34	Die Summen der Neuschneehöhen bezogen auf die Flächen der Landschaftseinheiten	113
Fig. 35	Der Anteil des festen Niederschlags am Gesamtniederschlag: Schnee-Koeffizient	117
Fig. 36	Der Anteil des festen Niederschlags am Gesamtniederschlag (Schneekoeffizient) der nördlichen Gesäuseberge	119
Fig. 37	Die Verteilung des Schneekoeffizienten (Schneeanteil am Gesamtniederschlag) auf die Gebietsflächen	121
Fig. 38	Der Anteil des Gesamtareals an den mittleren Jahrestemperaturen	122
Fig. 39	Der Anteil der Gebietsflächen an der mittleren maximalen Schneehöhe	123
Fig. 40	Jahresganglinie der Temperatur	126
Fig. 41	Histogramm; Anzahl der Quellen in m Sh	131
Fig. 42	Histogramm; Anzahl der Quellen in m Höhe über der Vorflut	132
Fig. 43	Histogramm; Anzahl der Niveaus in m Höhe über der Vorflut	134
Fig. 44	Modell zur Ermittlung der relativen Höhe über der rezenten Vorflut	135
Fig. 45	Die Beziehungen: Quellwassertemperatur zu Höhe zu Lufttemperatur der Quellen der nördlichen Gesäuseberge	137

	Seite
Fig. 46 Die chemische Zusammensetzung in Vielstoffdiagrammen	142
Fig. 47 Quellgruppen - Diagramm (Temperatur)	144
Fig. 48 Quellgruppen - Diagramm (GH-Schwankung)	145
Fig. 49 Quellgruppen - Diagramm (Schüttungs-Schwankung)	146
Fig. 50 Quellgruppen - Diagramm (Nichtkarbonathärte)	151
Fig. 51 Die Jahresganglinien der Quelle H 4	160
Fig. 52 Die Beziehung: Schüttung zu Gesamthärte der Quelle H 4 "Kalkofen"	162
Fig. 53 Histogramme und Ordnungsfunktionen der Quelle H 4 (Kalkofen) von 17.9.1973 - 31.8.1974	164
Fig. 54 Die Jahresganglinien der Quelle R 1	171
Fig. 55 Histogramme und Ordnungsfunktionen der Quelle R 1 im unteren Rohr vom 17.9.1973 - 31.8.1974	172
Fig. 56 Die Beziehung: Schüttung zu Gesamthärte zu Ca/Mg Verhältnis der Quelle R 1 im unteren Rohr	175
Fig. 57 Dreidimensionales Korrelationsdiagramm: Gesamthärte - Schüttung - Ca/Mg Verhältnis, Absolutwerte R 1 (im unteren Rohr)	176
Fig. 58 Die Jahresganglinien der Quelle T 6	179
Fig. 59 Dreidimensionales Korrelationsdiagramm der Quelle T 6 "Kaswasserquelle"	180
Fig. 60 Die Beziehung: Q zu GH zu %Ca (gleichzeitig) der Quelle T 6 "Kaswasserquelle"	181
Fig. 61 Histogramme und Ordnungsfunktionen der Quelle T 6 "Kaswasserquelle" von 18.9.1973 - 1.9.1974	189

	Seite
Fig. 62 Die Jahresganglinien der Quelle R 10	191
Fig. 63 Die Beziehung: Q zu GH zu %Ca (unter Berücksichtigung der zeitlichen Verzögerung von 2 Perioden) der Quelle R 10 im oberen Rohr	193
Fig. 64 Die Jahresganglinien der Quelle R 18	194
Fig. 65 Die Jahresganglinien der Quelle Gst 1	200
Fig. 66 Die Jahresganglinien der Quelle Schdl 8	206
Fig. 67 Die Beziehungen: Q zu GH zu NKH (gleichzeitig) der Quelle Schdl 8 im Schindlgraben	207
Fig. 68 Die Jahresganglinien der Quelle ME 6	210
Fig. 69 Die Beziehung: Q zu GH zu %Ca (gleichzeitig) der Quelle ME 6 "Erbsattel"	213
Fig. 70 Histogramme und Ordnungsfunktionen der Quelle T 16 "Kropfbründl" von 16.9.1973 - 1.9.1974	215
Fig. 71 Die Jahresganglinien der Quelle T 16	216
Fig. 72 Die Beziehung: Q zu GH zu %Ca (gleichzeitig) der Quelle T 16 "Kropfbründl"	219
Fig. 73 Dreidimensionales Korrelationsdiagramm der Quelle T 16 "Kropfbründl"	220
Fig. 74 Die Jahresganglinien der Quelle Ri 6	222
Fig. 75 Die Jahresganglinien der Quelle M 18	226
Fig. 76 Histogramme und Ordnungsfunktionen der Quelle M 18 (Hochschlag) von 18.9.1973 - 1.9.1974	227
Fig. 77 Die Jahresganglinien der Quelle Gst 2	231
Fig. 78 Die Beziehung: Q zu GH zu NKH (gleichzeitig) der Quelle Gst 2 (Klausgraben)	233
Fig. 79 Histogramme und Ordnungsfunktionen der Quelle Gst 2 im Klausgraben von 17.9.1973 - 31.8.1974	234

	Seite
Fig. 80 Die Jahresganglinien der Quelle Gst 3	238
Fig. 81 Die Beziehung: Q zu GH (gleichzeitig der Quelle Gst 5 ("Kaltenbründl"))	243
Fig. 82 Die Jahresganglinien der Quelle Gst 5	244
Fig. 83 Histogramme und Ordnungsfunktionen der Quelle Gst 5 "Kaltenbründl" von 17.9.1973 - 31.8.1974	245
Fig. 84 Die Jahresganglinien der Quelle M 28	247
Fig. 85 Die Jahresganglinien der Quelle G 2	251
Fig. 86 Die Jahresganglinien der Quelle T 2	254
Fig. 87 Histogramme und Ordnungsfunktionen der Quelle T 2 "Weber" von 18.9.1973 - 1.9.1974	255
Fig. 88 Die Beziehung: Q zu GH zu NKH (unter Berücksichtigung der zeitlichen Verzögerung von einer Periode) der Quelle T 2 "Weber"	257
Fig. 89 Dreidimensionales Korrelationsdiagramm der Quelle T 2 "Weber"	259
Fig. 90 Die Jahresganglinien der Quelle T 4	261
Fig. 91 Die Jahresganglinien der Quelle M 13	264
Fig. 92 Dreidimensionales Korrelationsdiagramm der Quelle M 13 Bruckwirt Alm 18.9.1973 - 19.6.1974	266
Fig. 93 Die Beziehung: Q zu GH zu NKH (gleichzeitig) der Quelle M 13 "Bruckwirt Alm"	267
Fig. 94 Histogramm und Ordnungsfunktion der Quelle M 13 Bruckwirt Alm von 7.9.1973 - 1.9.1974	268
Fig. 95 Die Jahresganglinien der Quelle Ri 21	270

	Seite
Fig. 96 Quellgruppen - Diagramm (Rezentwasseranteil)	274
Fig. 97 Quellgruppen - Diagramm (Signifikanzmaß der Korrelations-Koeffizienten $Q_{glz} : GH$)	278
Fig. 98 Histogramm der Tritium-werte von im April 1974, Juli 1974 und August/Sept. 1974 gezogenen Proben der Quellen T 6, R 10, Gst 1	280
Fig. 99 Die Differenzen der Tritiumkonzentrationen und Gesamthärtegrade	281
Fig. 100 Die Differenzen der Tritiumkonzentrationen und Ca/Mg - Verhältnisse	282

VERZEICHNIS DER TABELLEN

	Seite	
Tab. 1	Gliederung des Arbeitsgebietes; zum Teil mit den amtlichen Gebiets- bezeichnungen der Teilbereiche (zu- gleich Legende zu Fig. 1)	8 9
Tab. 2	Die beiden am Aufbau der Gesäuseber- ge und Reiflinger Scholle beteilig- ten Faziesbereiche der alpinen Trias	11
Tab. 3	Die physiko - chemischen Kennwerte der Quellen L 5, 6 und 7 (Dunkelsbo- den) von im Juli 1973 und Juni 1974 gezogenen Proben und eines Stollen- wasseraustrittes	28
Tab. 4	Die physiko - chemischen Kennwerte von in Gutensteiner Kalken austre- tenden Quellen	32
Tab. 5	Die Niederschlagszunahme lokaler Be- reiche für den Zeitraum 16.4.1974 - 29.9.1974	88 89
Tab. 6	Die Niederschlagsmengen in der middle- ren Höhe	91
Tab. 7	Effektive Summe der Winterniederschläge (XII, I, II)	96
Tab. 8	Der Zusammenhang zwischen der mittleren Jahrestemperatur des Einzugsgebietes und der mittleren Jahresabflußspende M_q (nach H.Kreps)	100
Tab. 9	Die rechnerisch ermittelten Abflußzahlen der Teilgebiete	103
Tab. 10	Monats- und Jahresmittelwerte, Schwan- kungsziffern und errechnete Werte der Temperatur	125
Tab. 11	Die absolute und prozentuelle Abweichung der Niederschlags-Menge, Temperatur und Schneeverhältnisse des dauerbeobachteten Jahres (1.9.1973 - 31.8.1974) vom Normal- jahr	153

		Seite
Tab. 12	Korrelations-Koeffizienten, Mittelwerte und Verteilungsmaße der Quelle H 4 Kalkofenquelle	161
Tab. 13	Lösungs-Gesamtabtrag pro Jahr, für die Quellen H 1 - 4	169
Tab. 14	Korrelations-Koeffizienten, Mittelwerte und Verteilungsmaße der Quelle R 1 im unteren Rohr	174
Tab. 15	Lösungsgesamtabtrag der Quelle R 1 Korrelations-Koeffizienten, Mittelwerte und Verteilungsmaße der Quelle	177
Tab. 16	T 6 "Kaswasserquelle"	182
Tab. 17	R 10 im oberen Rohr	190
Tab. 18	R 18 "Rauchboden-Quelle"	196
Tab. 19	Gst 1 "Weißenbachl-Ursprung"	201
Tab. 20	Schdl 8 "im Schindlgrabenloch"	208
Tab. 21	ME 6 "Erbsattel"	211
Tab. 22	T 16 "Kropfbründl"	217
Tab. 23	Ri 6 "Ritschenalm"	223
Tab. 24	M 18 "Hochschlagquelle"	228
Tab. 25	Gst 2 "Klausgraben"	232
Tab. 26	Gst 3 "Kroisen Alm"	239
Tab. 27	Gst 5 "Kaltenbründl"	241
Tab. 28	M 28 "Schusterau"	248
Tab. 29	G 2 "Pulvermacher-Quelle"	252
Tab. 30	T 2 "Weber"	256
Tab. 31	T 4 "Schneiderbach-Quelle"	262
Tab. 32	M 13 "Bruckwirt Alm"	265
Tab. 33	Ri 21 "Simmerbauer-Quelle"	271

	Seite
Tab. 34 Schwankungsziffern und Variabilitäten in korrelativer Beziehung zur Rezentwasserkomponente	275
Tab. 35 Die internen korrelativen Beziehungen	276

Z U S A M M E N F A S S U N G

Nach einem Überblick über die hydrogeologische Wertigkeit der im Arbeitsgebiet vertretenen Gesteine wird auf die tektonischen Verhältnisse eingegangen. Bei der Interpretation der Gesäusestörung kann K.H. BÜCHNER (1970, 87) der Vorzug gegeben werden, welcher in Anlehnung an O. AMPFERER (1935, 81) der Auffassung ist, daß es sich dabei um eine vertikale tektonische Linie handelt, die vorgosauisch angelegt wurde, doch ihre größte Sprunghöhe erst nachgosauisch erreicht haben dürfte. In diesem Zusammenhang erfolgte durch einseitige Kippung die Schrägstellung der Dachsteinkalkplatte, was - bezogen auf das Gosaubecken von Gams - die Ursache für das Zurückbleiben in der Hebung zu sein scheint.

An diesen tektonischen Bauplan knüpft die Entwicklung des Gewässernetzes gemeinsam mit karsthydrologischen Prozessen an. Nach Inaktivierung der konsequenten Entwässerungsrichtung erfolgte durch beginnende Hebungsakte ein unterirdisch vorbereiteter, sukzessive fortschreitender Einbruch in das alte Flußnetz. In Zusammenhang mit den hydrochemischen Untersuchungen wird versucht, anhand des rezent geleisteten Lösungs-Gesamtabtrages (3600 Tonnen Gestein pro Jahr über das gesamte Einzugsgebiet der dauerbeobachteten Quellen) die geschilderte Karstgenese plausibel zu machen.

Anhand von Wasserhaushaltsstudien wird gezeigt, daß die starke Zerschneidung und die nahezu geschlossene Bewaldung für einen höheren Abflußfaktor als 50 % abträglich ist. Die Bedeutung der Schneeverhältnisse wird anhand der Gebietskurven zahlreicher Parameter betont.

Die Niveaugebundenheit der Quellen findet statistisch ihren Ausdruck in Histogrammen und 4-dimensionalen Diagrammen. Die Quellgruppengliederung gestattet gleichzeitig eine Klassifikation der physikalischen und chemischen Eigenschaften auch hinsichtlich ihrer jahreszeitlichen Schwankungen. Durch gleichzeitige und phasenverschobene Korrelation der Jahresganglinien von dauerbeobachteten Quellen kann die Auswirkung der vorangegangenen Witterung und das Durchmischungsvermögen quantifiziert und durch Tritiumbeprobungen bestätigt werden. Grundsätzliches Verhalten von Karstwasseraustritten, Dolomit-, Misch- und Gipswässern wird durch die Bildung interner Korrelationskoeffizienten ($Q : GH$, $GH : NKH$, $Q : NKH$, $Q : \%Ca$) zum Ausdruck gebracht.

EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG

Als ein von Tiefenlinien allseits abgegrenzter Karstgebirgskörper bieten sich die nördlichen Gesäuseberge einschließlich der Reiflinger Scholle für eine hydrogeologische Bearbeitung an (Fig. 1).

Die Geländebegehungen erfolgten in den Sommer- und Herbstmonaten der Jahre 1973 bis 1975, wobei der schnee- reiche Winter 1973/74 durch die Dauerbeobachtung an typischen Austritten in die Bearbeitung einbezogen wurde.

Im Zuge der Aufnahme hat sich gezeigt, daß aus der Mannigfaltigkeit der am Aufbau des Untersuchungsgebietes beteiligten Gesteine eine Vielfalt der Quelltypen resultiert. Aus diesem Grund sollte eine möglichst vollständige und objektive Charakterisierung sämtlicher Quellaustritte mit Hilfe statistischer Methoden und einer umfassenden Langzeitbeobachtung herausgearbeitet werden.

Zur Deutung der hydrogeologischen Verhältnisse sollte der Versuch unternommen werden, die Morphogenese dieses Raumes zu durchleuchten und eine Synthese der bisher publizierten Meinungen darzulegen. Dabei ist es erforderlich, unter Berücksichtigung der verkarstungsfähigen Gesteine die daraus resultierenden Eigenschaften einzukalkulieren. Folgende Überlegungen sind in die Bearbeitung einzubeziehen:

- 1.) Die Bedeutung des Karstformenschatzes (Poljen, Blind- und Sack- bzw. Kesseltäler; J.ZÖTL 1961, 158).
- 2.) Die Auswirkung des Vorflutniveaus auf den Karstwasserkörper und seine Drainage.
- 3.) Die Möglichkeit korrosiv vorbereiteter Talanlagen im Bereich besonders verkarstungsanfälliger Gesteine.

- 4.) Das Ausmaß des korrosionsbedingten Lösungsgesamt-
abtrages aufgrund hydrochemischer Analysen.
- 5.) Die Verlagerung des Karstwasserscheitels und somit
- 6.) die Veränderung der Einzugsgebiete und
- 7.) die sich daraus ergebende Konsequenz der Möglich-
keit eines unterirdisch vorbereiteten Einbruchs
in ein fremdes Flußsystem (E. SEEFELDNER 1961, 23;
H. BATSCHE et al. 1970, 37).

A L L G E M E I N E R T E I L

1. Lage, Umgrenzung und Gliederung des Arbeitsgebietes

1.1. Regionale Lage und Begrenzung

Das Arbeitsgebiet umfaßt einen Teil der von W.STRZYGOWSKI (1951, 182) unter der Bezeichnung Ennstaler Alpen geführten Gebirgshauptgruppe (Fig. 1).

Die Gesäuseberge selbst lassen sich nach O. AMPFERER (1935) in mehrere Massive bzw. Untergruppen aufgliedern. Er unterscheidet südlich der Enns die Reichensteingruppe von der Hochtorgruppe und nennt die nördlich des Gesäuses aufragende Hochgebirgslandschaft Buchsteingruppe. Im folgenden wird aber die übergeordnete Bezeichnung: Nördliche Gesäuseberge verwendet.

Außerdem wurde in die Bearbeitung noch die sogenannte Reiflinger Scholle aufgenommen. Dieses schon zu den Voralpen zählende Bergland unterscheidet sich hinsichtlich der petrographischen und hydrologischen Verhältnisse ebenfalls wesentlich von den stark verkarsteten eigentlichen Gesäusebergen.

Für eine natürliche und den karsthydrologischen Anforderungen entsprechende Umgrenzung dieser Landschaften bieten sich die Tiefenlinien als Vorfluter an. Der bogenförmige Verlauf der Enns von Admont über Hieflau nach Weißenbach - Altenmarkt ist in der Lage, das Gebiet im Süden, Osten und Nordosten als hydrogeologische Einheit klar herauszustellen. Die Nordwestbegrenzung erfährt dieser Komplex durch den breit eingesenkten Buchauer Sattel mit dem Weißenbachtal, die, der großen SW - NE streichenden Störung (K.H.BÜCHNER 1970, 85) folgend, die Grenze zu den Hallermauern bilden. Die karsthydro-

logische Abgrenzung dürfte auch durch die in ca. 680 - 700 m Seehöhe unter mächtiger Moränenüberdeckung anstehenden Werfener Schichten gerechtfertigt sein (O.AMPFERER 1935, 105).

1.2. Gliederung nach hydrologischen Gesichtspunkten

Zum Zweck einer übersichtlichen Gliederung wurde das Gesamtgebiet für die Bearbeitung in 18 Abschnitte (Teilgebiete) aufgeteilt (Fig. 1 und Tab. 1). Dieses Teilungsprinzip hat aber nicht das amtliche Flächenverzeichnis nach Einzugsgebieten zur Grundlage, da die Größe und Begrenzung der tatsächlichen Abflusseinzugsgebiete sich nicht nach den orographischen Wasserscheiden (bzw. Kammlinien) richtet. Es wurde deshalb bei der Quellaufnahme der Grundsatz verfolgt, wonach die Tributpflichtigkeit für die Zuordnung maßgeblich ist.

Die in den Teilgebieten aufgenommenen Quellen wurden mit der Kurzbezeichnung des Vorfluters (z.B. Bil für Billbach) bzw. eines Gebietsnamens (z.B. Buch für Buchauer Sattel) und der laufenden Nummer versehen (vgl. Quellkataster im Anhang).

Tab. 1: GLIEDERUNG DES ARBEITSGEBIETES
(zugleich Legende zu Fig. 1).

Kurz = bezeichnung	Name des Vorfluters bzw. des Gebietes	Die Quellaustritte jener Be = reiche entsprechen ausschließ= lich der <u>Lage</u> nach (!) dem(n) im amtlichen Flächenverzeichnis geführten Einzugsgebiet(en).
Buch	Buchauer Sattel	Wenger Bach, Buchaubach.
Ri	Ritschengraben	Enns bis zum Geißentaler B., bis zum Pg. Weng, bis Gofergaben, bis Ritschengraben, Ritschengr. mit Schobergaben.
B	Bruckgraben	Enns vom Ritschengr. bis Bruck= graben, Bruckgraben, bis zum Johnsbach.
R	Rauchboden und Rohr	Enns vom Johnsbach bis Wasser= fall, bis Gstatterboden B., Gstatterboden Bach.
Gst	Gstatterboden	Enns vom Gstatterboden Bach bis zum Weißenbachgraben, Weißen= bachgr., Enns vom Weißenbachgr. bis zum Draxltalbach, Draxltal= bach mit Klausgraben, Enns vom Draxltalb. bis zum Wasserfall = graben, bis zum Hartelsgraben.
H	Hieflau (Nord)	Enns vom Hartelsgraben bis zum Erzbach, bis zum Pg.Hieflau, bis zum Schwabelbach.
L	Landl	Enns vom Schwabelbach bis zur Salza, bis zum Tamischbach.
Sch	Scheiblinggraben	Tamischbach vom Scheiblinggr. bis zur Mündung in die Enns, Scheibling= graben.
T	Tamischbach	Tamischbach vom Mühlbach bis zum Scheiblinggr., Tamischbach bis zum Mühlbach.
M	Mühlbach	Mühlbach mit Jagergraben.
Kot	Kotgraben	-"- -"- -"- (Ursprungs= gebiet).
F	Futtergraben	Enns vom Tamischbach bis zum Pg.Gr.

Kurz = bezeichnung	Name des Vorfluters bzw. des Gebietes	Die Quellaustritte jener Be = reiche entsprechen ausschließ = lich der <u>Lage</u> nach (!) dem(n) im amtlichen Flächenverzeichnis geführten Einzugsgebiet(en).
		Reifling, bis zum Krippaubach, bis zum Futtergraben, Futtergr., bis zum Wolfsbach.
W	Wolfsbach	Wolfsbach mit Rotbach, Enns vom Wolfsbach bis zum Kreistengraben, bis zum Kasbach, bis zum Mühl = bach, bis Weißenbach (Gr.Bill = bach), Weißenbach vom Pg. Weißen = bach bis zur Mündung in die Enns, vom Spitzenbach bis zum Pg., vom Erbgraben bis zum Spitzenbach.
Bil	Billbach	Gr.Billbachgraben, Weißenbach vom Gr.Billb. bis zum Griesbach mit Kl.Billbachgraben.
G	Griesbach	Weißenbach vom Gr.Billb. bis zum Griesbach (exkl. Kl.Billb.), Gries = bach mit Schafgraben und Kiengr., bis zum Schleichbach, bis zum Erbgraben.
St	Stockinger Alm u. Stiebergraben	Erbgraben vom Schindlgraben bis zur Mündung in den Weißenbach.
Schdl	Schindlgraben	Schindlgraben.
ME	Maierbach - Erb	Erbgraben bis zum Schindlgraben.

Da in die beiliegenden Karten und Kartogramme nicht sämtliche Lokalnamen aufgenommen werden konnten, wird empfohlen, die Ausgaben der Österreichischen Karte 1:50.000 (die Blätter: 99 Rottenmann und 100 Hieflau der 6. Landesaufnahme) mitzubeneützen.

2. Stratigraphie unter Berücksichtigung der hydrogeologischen Wertigkeit

Die Schichtfolge der alpinen Trias baut in vorwiegend karbonatischer Ausbildung den Großteil des Untersuchungsgebietes auf.

Bei der Besprechung der petrographischen Eigenschaften ist eine Trennung der beiden Faziesräume vorzunehmen. Sie unterscheiden sich unter anderem auch in tektonischer, geomorphologischer und vor allem hydrogeologischer Hinsicht grundsätzlich voneinander.

Die faziellen Differenzierungen gehen in erster Linie auf die anders gearteten Ablagerungsräume zur Zeit der Obertrias zurück.

Obwohl die Basisschichtglieder lithologisch einen nicht wesentlich verschiedenen Habitus besitzen, so ist die Verbreitung und hydrogeologische Wirksamkeit in den beiden Zonen recht unterschiedlich. Dies hat seine Ursache in den tektonischen Verhältnissen. Die voralpine Einheit wurde nämlich epirogenetisch relativ geringer herausgehoben, sodaß zum Großteil nur die hangenden Partien oberflächlich aufgeschlossen sind. Im Vergleich dazu ist der hochalpine südliche Teil infolge stärkerer Emporhebung und Aufschiebung auf die nördlich anschließenden Gebiete besser exponiert.

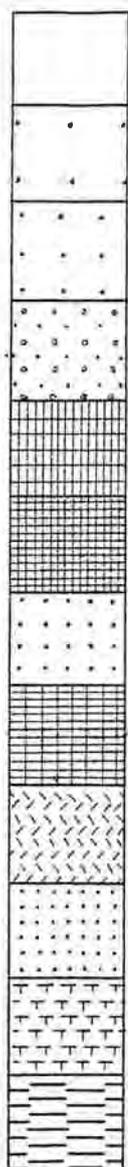
Über die Bezeichnung, Alterseingleiderung und Zugehörigkeit der am Aufbau beteiligten triadischen Gesteine gibt Tab. 2 Auskunft. Die orographische Verbreitung und Lagerung sowie die hydrogeologische Klassifikation ist aus Tafel I (Geologische Karte) ersichtlich.

Tab. 2: Die beiden am Aufbau der Gesäuseberge und Reifflinger Scholle beteiligten Faziesbereiche der alpinen Trias.

HAUPTDOLOMIT-Fazies		DACHSTEINKALK-Fazies
Unter- gruppe:	Lunzerfazies	Gesäusefazies
Rhät	1)	Dachsteinkalk
Nor	Hauptdolomit	Dachsteindolomit
Karn	Opponitzer Kalk Lunzer Schichten	Raibler Schichten
Ladin	Wettersteinkalk	Wettersteindolomit und (untergeordnet) Wettersteinkalk
Anis	Reifflinger Kalk Gutensteiner Kalk	Gutensteiner Kalk
Skyth	Werfener Schichten und Haselgebirge	Werfener Schichten und Haselgebirge

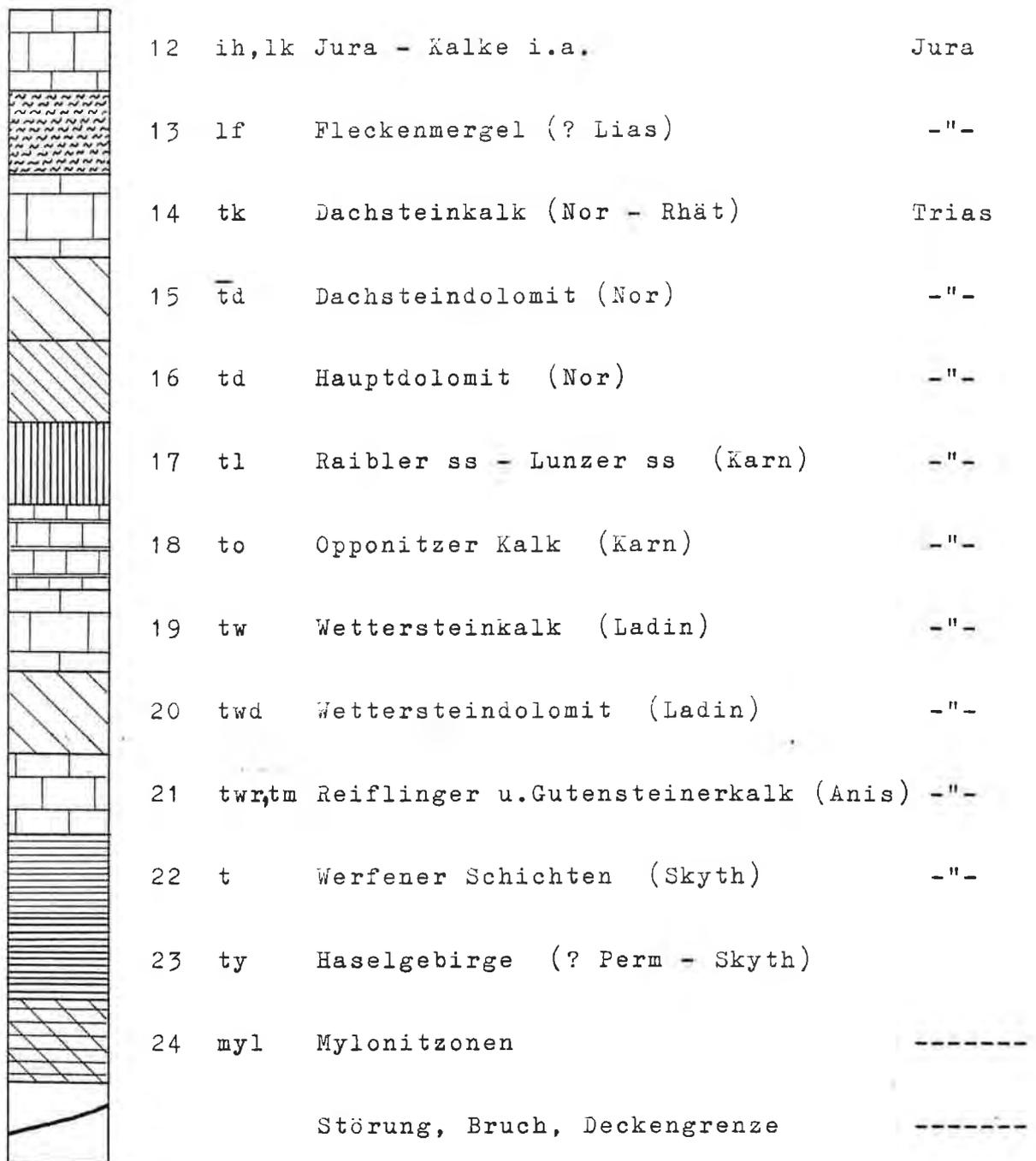
1) In Arbeitsgebiet nicht vertreten.

Legende zur Geologie (Tafel I)



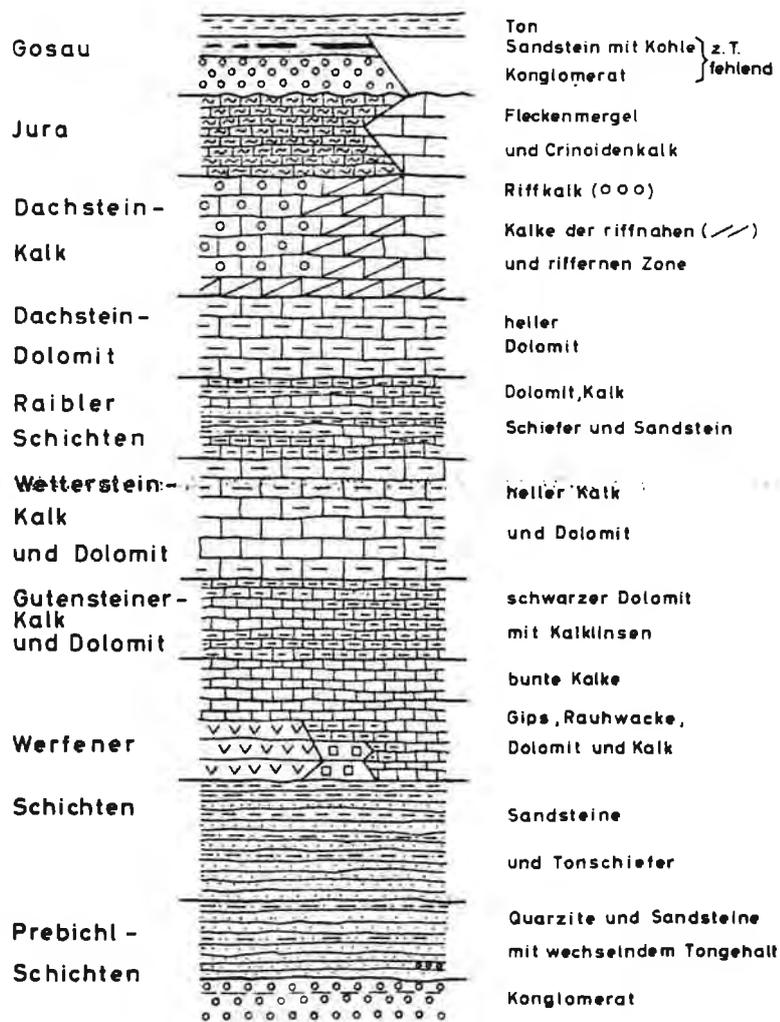
1	r	Hang- u. Bachschuttkegel, Verhüllungen	Holozän
2a	qz ₄	jüngere Terr.-schotter (Spätwürm)	Pleistozän
2b	qz ₄	ältere -"- (Hochwürm)	-"-
3	qm ₄	Würm Seiten- u. Endmoränen	-"-
4	qg ₄	Würm Grundmoränen	-"-
5	ql	Lehmlager bzw. Seetone (etwa R/W)	-"-
6	qz ₃	Hochterrassenschotter (RiB)	-"-
7	qg ₃	RiB Grundmoränen	-"-
8	qh	Gehängebrekzien (M/R Interglazial)	-"-
9	qz _{1,2}	Deckenschotter i.a.	-"-
10	te	Tertiär (Augensteinlagerstätten)	Tertiär
11	kr	Oberkreide - Gosau	Kreide

∕



Die Bezifferung erfolgte chronologisch - durchlaufend.
 Die Kurzbezeichnungen wurden der "Geologischen Spezialkarte
 der Republik Österreich" entnommen.

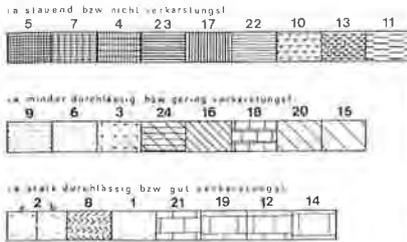
Fig. 2: Die Schichtsküle der Dachsteinkalkfacies (nach A.H. Büchner, 1970, Abb. 2, S. 9).



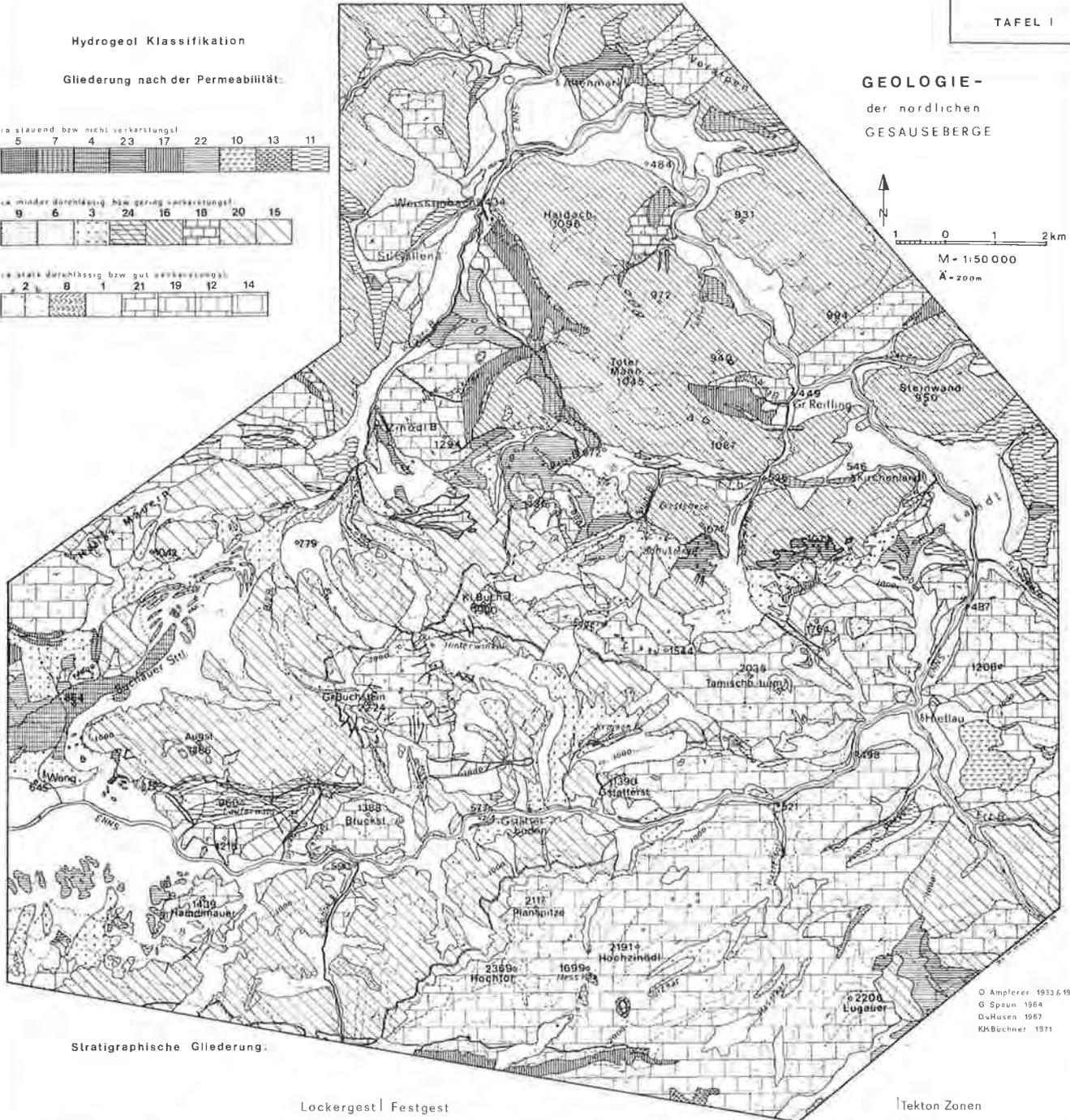
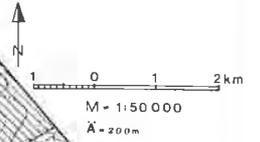
Stratigraphisches Schema der
Gesäuseberge

Hydrogeol Klassifikation

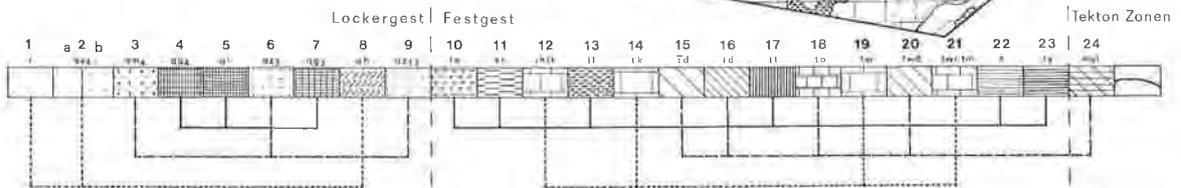
Gliederung nach der Permeabilität:



GEOLOGIE-
der nördlichen
GESAUSEBERGE



Stratigraphische Gliederung:



O Amlerer 1933, 1935
G Speun 1964
DuHusen 1967
KH Buchner 1971

2.1. Die stauenden bzw. nicht verkarstungsfähigen Schichtglieder

Werfener Schichten:

Sie sind lithologisch unterschiedlich ausgebildet. Neben Sandsteinen und Tonschiefern, die als Basisablagerungen mit 400 m Mächtigkeit hydrogeologisch am bedeutsamsten sind, treten gegen das Hangende zu Kalke, Evaporite, Rauhwacken und Dolomite auf (K.H. BÜCHNER 1973, 77).

Die rötlich gefärbten Tonschiefer gelten ob ihrer stauenden Funktion, soweit sie obertägig ausstreichen, für nahezu den gesamten Bereich der Nördlichen Kalkalpen als Korrosionsbasis eines Seichten Karstes.

Zeichnet sich ihre hydrologische Wirksamkeit durch das Vorherrschen von Naßgallen und Sumpfwiesen aus, so kann die sandige Fazies mit einer besseren Wasserwegigkeit aufwarten. Kleinere Quellen bis 0,2 l/s sind die Regel, da sich das Einzugsgebiet nur auf räumlich begrenzte Linsen erstreckt.

Haselgebirge:

Nach K.H. BÜCHNER (1973, 77) besteht der höhere Teil der Werfener Schichten neben Rauhwacken, Dolomiten und verschiedenen Kalken aus unreinem Gips und Haselgebirge, das sich seitlich mit den obengenannten Gesteinen verzahnt (1970, 15). Die Alterseinordnung ist damit mit dem Oberskyth festgelegt (K.H. BÜCHNER 1970, 21). Die Frage, ob auch älteres, permisches Haselgebirge im Sinne A. TOLIMANN'S (1964, 275) auftritt, kann K.H. BÜCHNER

nicht bejahen. Er nimmt an, daß das aus dem Salzkammergut beschriebene Haselgebirge ein Äquivalent der Präbichlschichten darstellt (1970, 21). Die komplizierte stratigraphische Stellung des Haselgebirges begründet sich insbesondere durch das Verhalten unter tektonischem Druck. Das Haselgebirge kann nämlich auf mehrere 100 m in fremdes Gestein gepreßt werden (K.H. BÜCHNER 1973, 77).

Hydrochemisch gewinnt das Haselgebirge durch die Auslaugung der Salze und die daraus resultierende starke Anreicherung fast sämtlicher Ionen an Bedeutung. Nicht nur, daß die Gesamtmineralisation der Wasser stark erhöht ist, es nimmt auch das prozentuelle Verhältnis von Sulfaten und Chloriden unter den Anionen zum Nachteil hydrogencarbonatischer Salze stark zu. Eine deutlich erhöhte Nichtkarbonathärte zeichnet derartige Wasser aus.

Rutschende Hänge kennzeichnen morphologisch das Vorkommen von Haselgebirge. Die lösende Wirkung der Niederschlagswässer ist imstande, in den Gipszonen Dolinen auszubilden, die meist gehäuft auftreten und unter der Bezeichnung Gipspingen geführt werden. Die sehr harten Wasser können nach ihrem Austritt durch das Freiwerden der zugehörigen Kohlensäure zu Sinterbildungen Anlaß geben. Der Quellmund solcher Wasseraustritte wird dabei von recht mächtigen Kalkabscheidungen verbaut.

Die Rauhwacken und Dolomite der Werfener Schichten sind nur geringmächtig (K.H. BÜCHNER 1973, 77). Die im Hangenden der Werfener Schichten auftretenden Kalke wurden von O. AMPFERER (1935, 49) zum Teil noch zum Gesteinskomplex des Haselgebirges gerechnet. K.H. BÜCHNER (1973, 78) bezeichnete sie als Werfener Kalke und kann 3 Typen unterscheiden (Fig. 2). Sie sind entweder seitlich mit Rauhwacken oder Gips verzahnt, quarzführend oder sekundär dolomitisiert.

Raibler Schichten - Lunzer Schichten:

Dieses in klastischer Fazies ausgebildete und in das Karn eingestufte Schichtglied tritt im Raum der Gesäusehochalpen nur als schmales Band in Erscheinung. Durch das Auftreten dünner schwarzer Schieferlagen, die aber zusammen kaum über 20 m Mächtigkeit erreichen - sie liegen innerhalb kalkiger und dolomitischer Bänke - kommt es lokal zu Austritten kleiner Schichtstauquellen. Im Chemismus widerspiegeln solche Wässer die Charakteristika der hangenden Partien, die im vorliegenden Fall hauptsächlich von den vegetationslosen Dachsteinkalk - Hochzonen gebildet werden.

Eine gleichaltrige Ausbildung, die aber auf den Bereich der Voralpe beschränkt ist und sich auch lithologisch, vor allem aber in der Mächtigkeit von den Raibler Schichten der Gesäusehochalpen unterscheidet, ist die Lunzer Fazies. Sie setzt sich aus den sogenannten Reingrabner Schieferen, Lunzer Sandsteinen und Opponitzer Kalken zusammen.

Ausgenommen bei tektonisch bedingten Anschüppungen von Raibler Schichten erreichen im Vergleich dazu die Lunzer Sandsteine und Schiefer primär ein Vielfaches der Mächtigkeit.

Sie treten morphologisch in Form einer starken Zerschneidung in Erscheinung. Tief eingeschnittene Gräben im Bereich des Scheiblinggrabens, die aber nur schwach wasserführend sind, verdeutlichen die leichte Abtragbarkeit dieses Gesteins, welche besonders bei Schmelz- und Gewitterhochwässern enorme Beiträge verzeichnen kann. Im Gegensatz dazu bilden die Raibler Schichten der Gesäusefazies wegen ihres geringmächtigen Auftretens und ihrer Lagerung zwischen verkarstungsfähigen han-

genden Gesteinen (Dachsteinkalk, Dachsteindolomit) und den unterlagernden widerstandsfähigen Schichtgliedern (Wettersteindolomit und -kalk) eine nur schmale, aber deutliche Hangverflachung. Diese als Landstufe anzusprechende Form trägt vielfach Latschenbewuchs.

Tertiäre Sedimente:

Die Tertiärablagerungen auf den Hochflächen und Gipfeln besitzen für den Aufbau des Arbeitsgebietes nur untergeordnete Bedeutung. Das gleiche gilt für ihre hydrogeologische Wirksamkeit, da die Augensteinlagerstätten, die sich aus Komponenten von Quarz, Quarzit, Glimmerschiefer, Gneis, Porphyroid und Hämatit zusammensetzen, weder flächenhaft, noch in der vertikalen Verbreitung (Mächtigkeit) die unterirdische Entwässerung wesentlich beeinflussen können.

Lediglich rote Tonmergel, die sekundär in Klüfte des karbonatischen Grundgebirges umgelagert wurden, können Anlaß für unbedeutende Wasseraustritte (Feuchtstellen) durch Verlegung seichtliegender unterirdischer Wasserwege sein (K.H. BÜCHNER 1970, 75 und G. SPAUN 1967, 348f).

Größere Mächtigkeiten und eine weite Verbreitung erreichen tertiäre Sedimente erst östlich von Hieflau, doch liegt dieser Bereich außerhalb des Aufnahmegebietes.

Fleckenmergel:

Sie wurden von O. AMPFERER (1935, 39) in den Lias eingestuft, lassen sich aber nach BÜCHNER (1970, 67) durch das Fehlen von näher bestimmbareren Fossilien nur mit Vorbehalt in den Jura stellen. Ihre eingeschränkte Verkarstungsfähigkeit ist bedingt durch geschieferte schwarze Mergel und mergelige Kalke (K.H. BÜCHNER 1970, 68). Morphologisch geben die im Arbeitsgebiet nur lokal auftretenden Ablagerungen Anlaß zu schwach ausgeprägten Hohlformen.

Gosauablagerungen:

Das tiefere Schichtglied wird von Konglomeraten gebildet, die durch ein toniges Bindemittel verfestigt sind (K.H. BÜCHNER 1973, 87). Darüber ist kohleführender Sandstein (Lauferwald) mit Zwischenlagen von Ton und Mergel in allerdings nur geringer Mächtigkeit abgelagert worden. Die Mergel gehen zum Hangenden in sandige Tone über, bis schließlich die Tone allein eine Schicht von 40 m Dicke aufbauen.

Die Formenwelt der von Gosauablagerungen eingenommenen Areale ist, soweit die leicht abtragbaren Tone vorherrschen, recht einförmig, flachwellig und durch verumpfte Mulden gekennzeichnet. Bedeutendere Austritte lassen die Konglomerate zu (z.B. die Quellen Ri 1, 2 und 5).

Häufig haben stärkere Quellen ihr Einzugsgebiet nicht ausschließlich nur in diesem Schichtglied, vielmehr führen gerade die dichteren Partien durch eine Schürzenwirkung zum Aufstoßen von wallerartigen Wasseraustritten (z.B. die Quelle Ri 10 "Simmerbauern Alm").

Die zahlreichen Variationen in der physiko - chemischen Charakteristik von in Gosauschichten zutage tretenden Quellen gehen auf die Verschiedenartigkeit der Quelltypen, Austrittsverhältnisse und der petrographischen Zusammensetzung der klastischen Komponenten zurück.

Grundmoränen:

Stauendes und nahezu undurchlässiges Verhalten im hydrogeologischen Sinn zeigen die nur stellenweise eine größere Mächtigkeit einnehmenden Grundmoränen der Würm- und Rißgletscher.

Entsprechend der größeren Ausdehnung des Rißgletschers sind die älteren Grundmoränen im Vergleich zu den Würmkaltzeitlichen, die nur im äußersten Westen des Arbeitsgebietes (Buchauer Sattel) aufgeschlossen sind, auch flächenhaft weiter verbreitet.

Hydrogeologisch sind sie weniger bedeutend, wenn sie als Auflagerungen vorliegen, was in den meisten Fällen der Fall ist. Kleinere Quellen im Bereich des oberen Wolfsbaches dürften ihre bescheidene Ergiebigkeit der Anlagerung stauender Moränen verdanken.

Nur dann, wenn die Grundmoränen die Terrassenschotter oder jüngere Schuttströme unterlagern, können sie hydrogeologisch als Stauer wirksam werden (Quellen: G 4 und G 5).

Seetone:

Die im Pleistozän lakustrisch entstandenen Feinsedimente (O. AMPFERER 1935, 25) sind in ihrer Verbreitung zwar stark eingeschränkt, sorgen aber doch für eine auffallende Konzentration von Folgequellaustritten. Die primär noch auf den Entwässerungsmechanismus eines jungtertiären Niveaus eingestellten starken Quellen der Kroisen Alm (Gst 2, 3, 3a und 3b) erfahren durch die Anlagerung von Schluff-Tonablagerungen erst ihre Bündelung, was sich in Form eines räumlich eng begrenzten Zutagetretens auswirkt.

Die beim Bau des Kraftwerks Hieflau in 474 m Seehöhe (d.i. ca. 20 m unter der Ennsssohle) angetroffenen Tone, bekunden durch ihre recht große Mächtigkeit von 50 m die Existenz eines vorwürmzeitlichen Zungensees (G. SPAUN 1963, 163). Da diese stauenden Schichten direkt dem Dachsteinkalk auflagern (G. SPAUN 1963, 162), kann eine Schürzenstauwirkung für die Hochwasserspeicher H 1 - 8 angenommen werden, die demnach als Überfallquellen eines sogenannten Tiefen Karstes aufzufassen sind.

2.2. Die minderdurchlässigen bzw. gering verkarstungsfähigen Schichtglieder

Hauptdolomit:

Der Hauptdolomit der Lunzer-Fazies ist ausschließlich auf die Reiflinger Scholle beschränkt. Er nimmt dort die beherrschende Stellung, nicht nur hinsichtlich der

petrographischen Ausbildung, sondern auch in der hydrogeologischen Bedeutung ein. Sein oberflächennaher Entwässerungsmechanismus wird durch die charakteristische Formenwelt und das Vegetationskleid in Form einer nahezu geschlossenen Bewaldung zum Ausdruck gebracht. Die unübersichtliche Zerschneidung durch zahlreiche kleine und kleinste Gräben und die nicht mindere Steilheit - die Reliefenergie erreicht auf 0,25 qkm immerhin noch maximal 400 m (Tafel III) - erschweren die hydrogeologische Bearbeitung.

Nach den Porositäts- und Durchlässigkeitsuntersuchungen H. WIESENEDERS (1968, 437) kam es schon bei der Ablagerung in einem lagunären Milieu durch das seichte und einer hohen Verdunstung ausgesetzte Becken zu einer primären Ausfällung von Dolomit. Eine derartige frühdiagenetische Dolomitisierung erklärt die wenig tiefreichende Zerklüftung. Dieser für die Ausbildung eines Kluftwasserkörpers abträgliche Sachverhalt steht im Gegensatz etwa zum Wettersteindolomit (dieser erfuhr durch seine spät-diagenetische Dolomitisierung, also nach der Lithifikation, einen Volumsverlust von 13 % (K.H. BÜCHNER 1970, 33), welcher sich durch eine tiefreichende Klüftung manifestiert).

Eine primäre, also rein petrographisch vorbereitete Lockerung des Wettersteindolomitgebirges, verbunden mit der Ausbildung von Hohlräumen im Gestein ist für eine nachfolgende Verkarstung und Korrosion entscheidend. Hier liegt ein wesentlicher Unterschied zum Hauptdolomit begründet.

Durch das Fehlen derartiger Verhältnisse im Hauptdolomit läßt sich die anders geartete hydrogeologische Charakteristik erklären. Der Entwässerungsmechanismus, der hauptsächlich von kleinen Quellen ($< 0,2$ l/s) bestritten wird, ähnelt dem eines wasserstauenden Fest-

gesteins (J.ZÖTL 1961, 98). Wie schon J. ZÖTL (1961, 136) feststellen konnte, liegt der Karstwasserspiegel sehr hoch. Nur vereinzelt gelangen Wasser entlang tektonisch vorgezeichneter Linien bis in größere Tiefen. Die Regel sind zahlreiche kaum ergiebige und ziemlich hochmineralisierte Sickerwässer.

Stärker als die chemisch Lösung wirkt sich der physikalische Angriff aus. Das Ergebnis einer oberflächennahen Verwitterung tritt in Form der typischen, engständigen Zerklüftung in Erscheinung. Dank dieser feinen Zerhackung und der Sprödigkeit zerfällt der Hauptdolomit oberflächlich in zahlreiche, würfelige Miniaturklüftkörper. Wird jedoch durch die Bacherosion der oberflächliche Verwitterungsmantel laufend entfernt, kommt das recht massige und nahezu ungeklüftete Anstehende zum Vorschein.

Opponitzer Kalk:

Diese nur in schmalen Streifen vorliegende karbonatische Fazies der Lunzer Schichten beschränkt sich nur auf den voralpinen Bereich. Durch ihre nur geringmächtige Verbreitung entbehrt sie größerer hydrogeologischer Bedeutung.

Im allgemeinen gleichen die physiko-chemischen Kennwerte denen der Sickerwässer aus dem hangenden Hauptdolomit.

Wettersteindolomit:

Dieser Dolomit, der sich erheblich vom Hauptdolomit unterscheidet, hat großen Anteil am Aufbau der Gesäusehochalpen. Er ist ein typisches Schichtglied der Dachsteinkalkfazies der ladinischen Stufe, während die gleichaltrige kalkige Ausbildung, der Wettersteinkalk, im voralpinen Bereich häufiger anzutreffen ist. Nicht zuletzt durch die gewaltige Mächtigkeit von 1100 m besitzt der Wettersteindolomit überragende Bedeutung.

Ganz im Gegensatz zum Hauptdolomit ist er meist vegetationslos, bzw. trägt nur einen spärlichen Latschenbewuchs. Auch die morphologische Ausgestaltung ist eine andere (Tafel II). Feinziselierte Dolomittürmchen und Kegelbildungen sind die markanten Verwitterungsformen.

Nicht zuletzt reagiert er auch hydrologisch anders. Während im Chemismus der Wasser nur geringfügige Unterschiede beobachtet werden können, so ist die Ergiebigkeit der Austritte erheblich größer! Dies läßt Rückschlüsse auf eine höhere Verkarstungsfähigkeit im Vergleich zum Hauptdolomit zu.

Dieser Umstand kann möglicherweise auf eine fazielle Vertretung von zwar nur geringmächtigen Wettersteinkalkeinschaltungen zurückgehen, was unter anderem auch die geringe Karbonat- wie Gesamthärte vermuten läßt.

Die spätdiagenetische Umwandlung von Calcit zu Dolomit, die durch den schon erwähnten Volumsverlust von 13 % eine Gefügelockerung zur Folge hatte, führte außerdem zur Bildung zahlreicher Hohlräume (O. AMPFERER 1935, 48 und K.H. BÜCHNER 1973, 80).

Wasserarmen Hochzonen, begründet durch die vornehmlich unterirdische Entwässerung, stehen mittlere bis grös-

sere Quellaustritte (< 10 l/s) gegenüber (z.B. die Quellen Gst 14, Ri 8, Schdl 8).

Auch die Verwitterungsform und -anfälligkeit des Wettersteindolomits unterscheidet sich von der im voralpinen Bereich typischen durch eine wesentlich größere Schuttanlieferung. Sie geht einerseits auf die vegetationslosen, kahlen Hänge zurück, andererseits auf die geringe Widerstandsfähigkeit gegenüber einem physikalischen Angriff (Insolationsverwitterung und Frostsprengung).

Bedingt durch die zahlreichen feinen und feinsten Klüfte, die primär durch den besprochenen Volumsverlust aufgerissen wurden, wird die Gesteinsoberfläche immer wieder aufs Neue zerstört und abgetragen.

Dachsteindolomit:

Mit O. AMPFERER (1935, 41f), K.H. BÜCHNER (1970, 51; 1973, 82) und G. SPAUN (1967, 345f) möchte ich eine Trennung zwischen Hauptdolomit und Dachsteindolomit vornehmen, da sich jene faziellen Unterschiede auch in einer differenzierten hydrogeologischen Wertigkeit niederschlagen.

Auf Grund der mitunter nur schwach durchgreifenden Dolomitisierung kann dieses Gestein als am stärksten verkarstungsfähig für die zweite Gruppe der minderdurchlässigen Gesteine angesehen werden.

Zum Unterschied vom Hauptdolomit ist er wesentlich geringmächtiger - nach K.H. BÜCHNER (1970, 54) ist seine vertikale Verbreitung mit 200 - 350 m anzunehmen -

und ausschließlich auf die Gesäusehochalpen beschränkt.

Die Festlegung der Gesteinsgrenze bereitete K.H. BÜCHNER (1970, 53) Schwierigkeiten, er richtete sich deshalb nach dem Überwiegen der jeweiligen petrographischen Gemengteile. Je nachdem, inwieweit der Kalk- bzw. Dolomitanteil der Übergangszone dominiert, wurde die Gesteinsgrenze zwischen Dachsteinkalk und Dachsteindolomit gezogen. K.H. BÜCHNER (1970, 53) konnte dabei feststellen, daß der Dachsteindolomit im allgemeinen gegen das Hangende zu durch Wechsellagerung mit Kalklagen sehr verschiedener Mächtigkeiten (Millimeter bis Meter) in Dachsteinkalk übergeht.

Für die Westseite des Großen Buchsteins ergeben sich auf Grund mehrmaliger Wechsellagerung kompliziertere Verhältnisse. Durch Kalklinsen innerhalb des Dachsteindolomits, ferner durch die Ausbildung eines dolomitischen Kalks und durch die fazielle Vertreibung des Dachsteinkalkes von Dachsteindolomit wird hier eine Grenzziehung erschwert, wenn nicht sogar unmöglich gemacht.

Zu dem gleichen Ergebnis kam G. SPAUN (1967, 345), der den Übergang von Dachsteindolomit ohne scharfe Grenze in Dachsteinkalk im Massiv der Almmauer beobachten konnte.

Die Hauptmasse des Dachsteindolomits ist nach den Untersuchungen K.H. BÜCHNERS (1970, 54; 1973, 82) frühdiagenetisch entstanden, aber gerade für den umstrittenen Bereich an der Buchsteinwestseite muß angenommen werden, daß der Kalk spätdiagenetisch dolomitisiert worden ist. Dolomitkristalle, die den Kalk verdrängt haben, tragen dazu bei, den petrographisch wie hydrogeologisch wichtigen Übergang zu verwischen.

Neben dem kleinräumig beobachtbaren, mehrfachen faziellen Wechsel trug die Umkristallisation zusätzlich dazu bei, die petrographischen Unterschiede zwischen Dach-

steinkalk und kalkigem Dachsteindolomit zu verwischen. Dies wird durch die Ergebnisse der hydrogeologischen Aufnahme bestätigt. Es hat sich nämlich gezeigt, daß die Wässer, die ihr Einzugsgebiet in diese Zone erstrecken, im allgemeinen durch ein ziemlich hohes Ca/Mg-Verhältnis (> 70 % Ca-Anteil) ausgezeichnet sind.

Wo aus lithologischen Gründen nur der Dachsteinkalk am Aufbau der hangenden Partien (Einzugsgebiet im Dachsteinkalk, überwiegend oberhalb der Waldgrenze) beteiligt sein kann, steigt der Ca-Anteil bis über 90 % (B. TOUSSAINT 1971, 48).

In jenen Fällen aber, wo für die Ausbildung des Einzugsbereiches vornehmlich der Dachsteindolomit in Frage kommt, widerspiegelt der Chemismus, zwar abgeschwächt, den Dolomitcharakter. Als Beispiele dafür können die Quellen L 5 - 7 am Dunkelsboden herangezogen werden. Die hydrochemischen Kennwerte sind in Tab. 3 zusammengestellt.

Die Ursache der hohen Nichtkarbonathärte dürfte auf das mit der Deckenstirnⁿ angeschleppte Haselgebirge im zentralen Bereich des vorliegenden Tiefen Karstes zurückgehen.

Zum Unterschied zu dem stark aufgelösten und verwitterungsanfälligen Wettersteindolomit neigt der Dachsteindolomit mitunter auch zur Bildung von Felswänden (K.H BÜCHNER 1970, 54). Im Vergleich zum Dachsteinkalk entbehrt jedoch der Dachsteindolomit einer gut sichtbaren Schichtung und gleichzeitig macht sich der höhere Magnesiumgehalt durch eine gesteigerte Brüchigkeit bemerkbar (O. AMPFERER 1935, 41).

Tab. 3: Die physiko-chemischen Kennwerte der Quellen L 5, 6 und 7 (Dunkelsboden) von im Juli 1973 und Juni 1974 gezogenen Proben und dazu ein Stollenwasser austritt, der der Publikation von G. SPAUN (1967, 359) entnommen wurde.

Bezeichnung der Quellen:

	<u>L 5</u>		<u>L 6</u>		<u>L 7</u>		Austritt im Stollen Landl
Datum:	9.7.73	5.6.74	9.7.73	5.6.74	9.7.73	5.6.74	
Temp:	5,0	5,0	5,2	5,25	4,8	4,5	-
Q:(l/s)	0,65	0,8	0,85	0,9	0,15	0,33	-
pH:	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,6	7,6
KH:(DHG)	6,3	6,1	7,14	6,7	9,24	8,4	8,7
GH:(DHG)	12,0	10,7	10,0	9,0	14,7	11,0	8,6
NKH:(DHG)	5,7	4,6	2,86	2,3	5,46	2,6	-
%Ca:	-	67,9	-	68,6	-	70,1	-
Cl ⁻ :(mg/l)	-	10	-	-	-	-	4,4
SO ₄ ⁻ :(mg/l)	-	70	-	-	-	-	20,6
Seehöhe:	970 m		978 m		1028 m		-

End- und Seitenmoränen (Würm):

Die Untersuchungen G. SPAUNs (1963, 153) und D.v.HUSENs (1967, 261) ergaben, daß im Gegensatz zu der Auffassung O. AMPFERERs (1935, 26) die Endmoränen im Bereich der Gesäuseberge der Würmkaltzeit zuzuordnen sind.

Da die Moränen selbst aus lokalem Material aufgebaut sind, obendrein ziemlich grobklastisch und daher als Blockmoränen anzusprechen sind, kann ihre Wasserdurchlässigkeit entsprechend gut bewertet werden. Dies wird durch die Hauptkomponente, die vom Dachsteinkalk gebildet wird, bestätigt (O.AMPFERER 1935, 26). Durch das Fehlen von schluffig-tonigem oder lehmigem Material (G.SPAUN 1963, 173) können diese eiszeitlichen Ablagerungen hydrogeologisch als Übergang zu den stark durchlässigen Lockergesteinen aufgefaßt werden.

Höhere Schotter (Konglomerate):

Das Infiltrationsvermögen ist bei den älteren Schottern (Hochterrassenschotter und Deckenschotter) herabgesetzt, da ihre Oberflächen mit einer Lehmüberdeckung versehen sind (O.AMPFERER 1935, 24). Diese entstand durch Verleymung des Lösses. Außerdem wird die Versickerung durch die feinkörnigen, zum Teil kristallinen Komponenten, die durch ein Bindemittel zusammengekittet wurden, beeinträchtigt (A.PENCK und E.BRÜCKNER 1909, 226f; O. AMPFERER 1935, 24; G.SPAUN 1963, 162 und 169 und D.v.HUSEN 1967, 274).

2.3. Die stark durchlässigen bzw. gut verkarstungs-
fähigen Schichtglieder

Gutensteinerkalk und Reiflinger Kalk:

Diese zum Teil mit Dolomit in faziellen Wechsel vorkom-
menden Kalke stellen einen Übergangstyp zwischen zwei-
ter und dritter Kategorie dar.

Auf Grund ihrer kaum 70 Meter betragenden Gesamtmäch-
tigkeit konnte eine genauere hydrogeologische Bearbei-
tung nicht erfolgen, zumal die austretenden Quellwäs-
ser nicht nur von einem Einzugsgebiet ausschließlich
in dem betreffenden Gesteinskomplex alimentiert werden.
Die höhere Ergiebigkeit ($> 1 \text{ l/s}$) der Quelle M 2
"Stadlbauer" läßt allenfalls Rückschlüsse auf die Her-
kunft des Wassers möglicherweise aus Gutensteiner Kal-
ken zu, jedoch zeigt das niedrige Ca/Mg-Verhältnis ne-
ben der ziemlich hohen Gesamtmineralisation eindeutig
die Beeinflussung des weiter nördlich anstehenden
Hauptdolomits an (Tab. 4). Ähnliches kann für den ge-
faßten Austritt M 4 südlich der Mühlbach-Erb gesagt
werden.

Zur hydrogeologischen Bewertung gewinnt eine Beobachtung
G.SPAUNs (1967, 358) anlässlich des Stollenvortriebs im Be-
reich unterhalb der Terrassen von Landl an Bedeutung. Dort,
wo Gutensteiner Kalk in Haselgebirgsstrecken eingeschlos-
sen ist, kam es - neben einer deutlichen Kennzeichnung
für das Vorhandensein von Wasser durch Auslaugung mit
Braunfärbung - zu starken, bis 400 l/s betragenden Was-
sereinbrüchen. Der stete Rückgang und schließlich das
Trockenfallen gibt einen Hinweis, daß lediglich ein

sogenannter Wassersack angefahren wurde, der seine Existenz einer Gutensteinerkalkscholle zu verdanken hatte. Im Chemismus konnte dieser Wassereinbruch die Eigenschaften der benachbarten Gesteine, in diesem Falle die des Haselgebirges, widerspiegeln (Tab. 4).

Die zahlreichen, allerdings stark niederschlagsabhängigen Austritte sowie die starke Zerklüftung (G.SPAUN 1967, 360) bestätigen die Verkarstungsfähigkeit dieses Gesteins.

Eine hydrogeologisch ähnliche Stellung nehmen die Reiflinger Kalke ein, die nur auf den Bereich der Voralpen beschränkt bleiben. Es entspringen vor allem unbedeutende Austritte ($< 0,3$ l/s). Die Ursache dafür läßt sich im Auftreten zentimeterdicker Tonzwischenlagen finden, was bei vollkommener Dichtheit für die Ausbildung eines weitverzweigten tiefreichenden Kluftwassersystems hinderlich ist.

Einen Ausnahmefall stellt die Quelle W 40 im unteren Pfaffengraben dar, die aber gerade die Einordnung dieses lithologischen Komplexes in die stark verkarstungsfähigen Schichtglieder rechtfertigt. Es dürfte nämlich in diesem Fall eine Durchlöcherung der ansonsten stauenden Basislagen vorliegen.

Tab. 4: Die physiko-chemischen Kennwerte von in Gutensteiner Kalcken austretenden Quellen.

	M 2		M 4	Stollenwasserzutritte (Klüfte im Gutensteiner Kalk nach G.SPAUN 1967, 359)		
Probennahme:	30.7.73	5.6.74	30.7.73			
Temp:	8,5	8,05	6,7	-	-	-
Q (l/s):	> 0,9 ⁺	> 2,6 ⁺	> 0,18 ⁺	400	5 - 10	-
pH:	7,6	7,55	7,4	7,6	7,7	7,9
KH (DHG):	10,08	9,52	10,92	11,6	10,6	10,3
GH (""): :	11,75	10,63	12,00	40,8	48,1	12,3
NKH(""): :	1,67	1,11	1,08	29,2	37,5	2,0
% Ca:	-	53,4	-	-	-	-
Cl ⁻ (mg/l):	-	-	-	6,8	12,4	3,2
SO ₄ ⁻ (""): :	-	-	-	530	611	46,1
Seehöhe:	580 m		618 m	-	-	-

+) Die Werte sind Mindest- bzw. Richtwerte, da nur der Überlauf der Fassungen gemessen werden konnte. Die hohen Konzentrationen (GH, NKH und SO₄⁻) zweier Stollenzutritte weisen darauf hin, daß sich das Einzugsgebiet bis in das der Gutensteiner Kalkscholle angelagerte Haselgebirge erstreckt.

Wettersteinkalk:

Wesentlich stärker verkarstungsfähig ist die karbonatische Fazies der ladinischen Stufe. Während im Bereich der Gesäusehochalpen der Wettersteindolomit überwiegt, tritt im voralpinen Bergland der Wettersteinkalk als charakteristisches Schichtglied der Mitteltrias in Erscheinung. Jedoch ist seine Verbreitung im Arbeitsgebiet ziemlich eingeschränkt.

Da er sich lithologisch vom Dachsteinkalk nicht unterscheidet, zeigen die aus ihm entspringenden Wässer auch in ihren physikochemischen Kennwerten Gemeinsamkeiten.

Durch das stellenweise Auftreten innerhalb mächtiger Wettersteindolomit-Komplexe in Form kalkiger und deshalb stärker verkarstungsfähiger Einschaltungen (K.H. BÜCHNER 1973, 80) resultiert eine bei Dolomitquellen ansonsten nicht zu beobachtende reichliche Ergiebigkeit, geringe Mineralisation und große Schwankung (Quelle Schäl 8 im Hinteren Schindlloch). Nur das Ca-Mg-Verhältnis weist auf eine Aufprägung durch das weitere Dolomiteinzugsgebiet hin (ca. < 60 % Ca), was bereits B.TOUSSAINT (1971, 46) im Tennengebirge feststellen konnte.

Derartige fazielle Variationen innerhalb des Dolomits machen sich natürlich morphologisch durch das Hervortreten von Klippen bemerkbar. Nur dann, wenn größere Bereiche vom widerstandsfähigen Kalk eingenommen werden, gehen steile Felsformen mit Wandbildungen einher.

Jurakalke:

Verkarstungsfähige Schichtglieder sind Crinoidenkalke und Hornsteinkalke sowie die von O. AMPFERER (1935, 37f) beschriebenen bunten Liaskalke und Aptychenkalke.

Da diese Ausbildungen einerseits nur in geringmächtigen Erosionsresten aufgeschlossen sind und andererseits zum Großteil direkt dem Dachsteinkalk auflagern, ist eine hydrogeologisch separate Bearbeitung nicht möglich. Auf Grund der Erfahrungen in anderen Gebieten kann für solche Gesteine eine Verkarstungsanfälligkeit ähnlich der des Dachsteinkalkes angenommen werden (B.TOUSSAINT 1971, 22).

Dachsteinkalk:

Wie in anderen Karstgebirgsstöcken der Nördlichen Kalkalpen, so ist auch für den Bereich der Gesäusehochalpen dieser obertriadische und - auf Grund der Reinheit - außerordentlich verkarstungsfähige Kalk das hydrogeologisch wichtigste Bauelement. Diese Relevanz verdankt er nicht zuletzt seiner enormen Mächtigkeit, die von K.H.BÜCHNER (1970, 67) mit 700 m angegeben wird.

Wegen der guten Bankung dieses Plattformsediments gilt jener Raum als Typuslokalität für die sogenannte Gesäusefazies. Bezüglich der paläogeographischen und faziellen Verhältnisse gibt K.H.BÜCHNER (1970, 55ff) eine detaillierte Beschreibung.

Durch das Fehlen weitflächiger Hochkarstniveaus hält sich die unterirdische Entwässerung in gewissen Grenzen.

Trotzdem erreichen manche Austritte immerhin eine mittlere Jahresschüttung von mehr als 100 l/s (z.B. die Quellen T 6 und Gst 1).

Abschließend kann gesagt werden, daß sich die Widerstandsfähigkeit des Dachsteinkalkes gegen physikalische Angriffe durch schroffe und hohe Felswände ausdrückt. Eine episodische Abtragung findet vor allem in Form von gewaltigen Massenbewegungen statt. Davon zeugen mächtige bis hausgroße Blöcke und Bergsturzlandschaften. Ein wesentliches Maß der Abtragung leistet die Korrosion, was durch die Berechnung des chemischen Lösungsabtrags (1 km^3 in ca. 3/4 Mio. Jahren) aus den hydrochemischen Analysen (vgl. Abschnitt: "Spezieller Teil") extrapoliert werden kann.

Wie O. AMPFERER in seinem geologischen Führer (1935, 41) schreibt, verdanken die Gesäuseberge "diesem mächtigen, klaren und starken Gestein einen großen Teil ihrer Schönheit und Großartigkeit". Dazu möchte ich noch die karsthydrologische und wasserwirtschaftliche Bedeutung hinzufügen, die diesem Gebiet durch den vornehmlich unterirdischen Abzug der Wässer zukommt.

Würmterrassenschotter:

Eine gute Durchlässigkeit verzeichnen nach den Untersuchungen E. FISCHERS & G. SPAUNS (1962, 43; 1965, 195) die Niederterrassenschotter ob ihrer vorwiegend grobkörnigen Zusammensetzung (O. AMPFERER 1935, 22).

Für die technische Bewertung wird ein mittlerer k_f -Wert von ca. 10^{-3} m/s angegeben, jedoch ergeben sich auf Grund der Inhomogenität der Schotterlagen bedeutende

Abweichungen. Färbeversuche konnten z.B. stark wasserführende Schläuche innerhalb grobklastischer Kalkschotter nachweisen. Wassereinbrüche von mehreren 100 l/s ergossen sich kaskadenartig aus den durch die Baugrube angeschnittenen Aquiferen (G.SPAUN 1963, 170f; E.FISCHER & G.SPAUN 1965, 195).

Obwohl kleinere Bäche beim Überqueren der Terrasse Wasserverluste erleiden, kommt es an der Basis der bis zu 80 m hohen Konglomeratwände am Ennsufer zu keinen nennenswerten Austritten. Das versickernde Wasser dürfte vielmehr einen tiefliegenden Grundwasserkörper alimentieren (L.BERNHART et al. 1974, 90).

Brekzien:

Konform mit der Auffassung O. AMPFERERs (1935, 30), jedoch entgegen der Annahme A. WINKLER-HERMADENS (1957, 578), ergab die Neubearbeitung von G. SPAUN (1963, 159), daß die aus lokalem Material zusammengesetzten Brekzien einer Warmzeit zuzuordnen sind. Auf Grund der Lagerungsverhältnisse wird diese Ausbildung der bekannten Höttlinger Brekzie gleichgestellt und in das Mindel/Riß - Inter-glazial eingliedert (D.v.HUSEN 1967, 258).

Durch die große Höhenlage und die meist geringmächtige Verbreitung entbehren die Brekzien größerer hydrogeologischer Bedeutung. Lediglich das Vorkommen am Ausgang des Langgrießgrabens trägt in Verbindung mit einem mächtigen, terrassierten Schuttkegel dazu bei, daß ein entsprechendes Retentionsvolumen für konstante und stärkere Quellen (Quellgruppe "Pulvermacher" G 1, 1a und 2) gewährleistet wird.

Hang- und Bachschuttkegel, Verhüllungen:

Sie gehören, soweit sie sich aus grobkörnigem Material rekrutieren, zur Gruppe der stärker permeablen Lockersedimente. Wie erwähnt, sind mächtige Schuttkörper Anlaß für ein Wasserrückhaltevermögen bzw. Schüttungsverzögerer, was für zahlreiche verdeckte Karstwasserausstritte zutrifft.

Im Chemismus der Wässer wird die lithologische Beschaffenheit der Komponenten zum Ausdruck gebracht. In jenen Fällen, wo hauptsächlich blockförmiger Kalkschutt am Aufbau beteiligt ist, geht eine Veränderung der hydrochemischen Charakteristik meist nicht mit einer Verhärtung einher (z.B. R 1, 11, 16 - 18, G 7 und M 24).

Wenn der Schotterkörper aus kalkigen und dolomitischen Komponenten zusammengesetzt ist, kann dies aus dem stärker variierenden Ca/Mg-Verhältnis herausgelesen werden (z.B. T 2 - 6, Gst 1 \leq 70 % Ca).

Hauptsächlich feinkörniger dolomitischer Aufbau wieder spiegelt sich in den Quellen M 1, 10, St 2, 2a, W 1, 23 - 35. Eine feinklastische Zusammensetzung wirkt sich - wegen der damit verbundenen höheren Verweildauer und dem innigen Gesteinskontakt - in einer höheren Mineralisierung und geringen Schwankung sämtlicher physiko-chemischer Parameter aus (vgl. die anhand der Dauerbeobachtung gewonnenen Ergebnisse für die Quellen T 4, M 28, G 1, 1a, 2 und Gst 2 - 5 in Fig. 48 - 50).

3. Tektonischer Überblick

3.1. Der Deckenbau

Die unterschiedlichen Faziesräume wurden durch einen komplizierten Deckenbau erst in ihre heutige allochthone Lage gebracht.

Die Herkunft der Reiflinger Scholle bereitete schon O. AMPFERER (1931, 240) Schwierigkeiten, der sie als Fremdkörper auffaßt und von oben her eingeschoben erklärt.

War O. AMPFERER (1935, 13f) noch der Meinung, daß weitere Reste einer noch höheren Schubmasse - die vornehmlich in den südlichen Gesäusebergen (Hüpflinger Hochmauer, Rotofen) in Form von Deckschollen aufgeschlossen ist - bis weit gegen Norden (Kaswassergraben, Jodlbauer Alm) als Erosionsrelikte vorlägen, so war dies bald Ansatzpunkt für eine Kritik.

Laut O. AMPFERER (1935, 60) sollte eine solche kleine höhere Scholle genau im Bereich der Faziesgrenze auf geglätteter Bahnfläche dem flach Süd-fallenden Hauptdolomit des Grestenecks aufgeschoben worden sein. Diese Verhältnisse, die nur bei Annahme eines relativ schmalen, tektonisch eingeschobenen Streifens - der sich weit gegen Nordwesten fortsetzt - haltbar wären, erfuhren ihre Widerlegung durch H. BRANDAUER (1955, 265). Dieser sieht darin die West-Fortsetzung der Fuchberg-Mariazeller Linie, die als Deckengrenze die Aufschiebungsbahn der Gesäusehochalpen über die Vor-alpen bildet und weist auf die Anklänge des Weyerer Bauplans hin.

Hat O. AMPFERER (1935, 86) schon durch exakte Beobachtung die tektonische Bewegungsbahn lokalisiert, die im Bereich Gresteneck und Kirchberg schräg die Schichten

des Hauptdolomits abschneidet, so ist es das Verdienst A. THURNERS (1954, 189) und H. BRANDAUERS (1955, 265), diese beiden Decken und ihre Stratigraphie erkannt zu haben. Sie geben eine Beschreibung der tektonischen Verhältnisse und versuchen eine Parallelisierung mit anderen überschobenen Einheiten. Die Gesäuseberge werden der Ötscherdecke bzw. Hochgebirgsdecke und die voralpine Reiflinger Scholle der Lunzer Decke zugeordnet.

A. TOLLMANN (1966) gibt darüber eine detaillierte Beschreibung und Einordnung in das Deckensystem der Nördlichen Kalkalpen (Fig. 3). Er sieht in der Hochgebirgsdecke ein Äquivalent zur Mürzalpendecke und setzt sie in der übergeordneten Terminologie den juvavischen Decken gleich (1966, 240). Die nur mehr in Resten vorliegenden Schollen sind demnach einem Hochjuvavikum zuzuordnen. Dagegen erkennt er in der Reiflinger Scholle einen losgerissenen und verdrehten Teil der Sulzbach Decke, die zusammen mit der Lunzer Decke der Einheit des Hochbajuvarikums untergeordnet ist (A. TOLLMANN 1966, 236). Weiters soll ein Tirolikum, das allerdings sehr umstritten ist, im Südwestteil der nördlichen Gesäuseberge zum Vorschein kommen (1966, 234 und 240).

Die Überschiebung der von A. TOLLMANN (1963, 106) als Mürzalpendecke bezeichneten, hochalpinen Einheit über die tektonisch tieferen Voralpen ging schon vorgosauisch vor sich, wahrscheinlich während der Austrischen Phase.

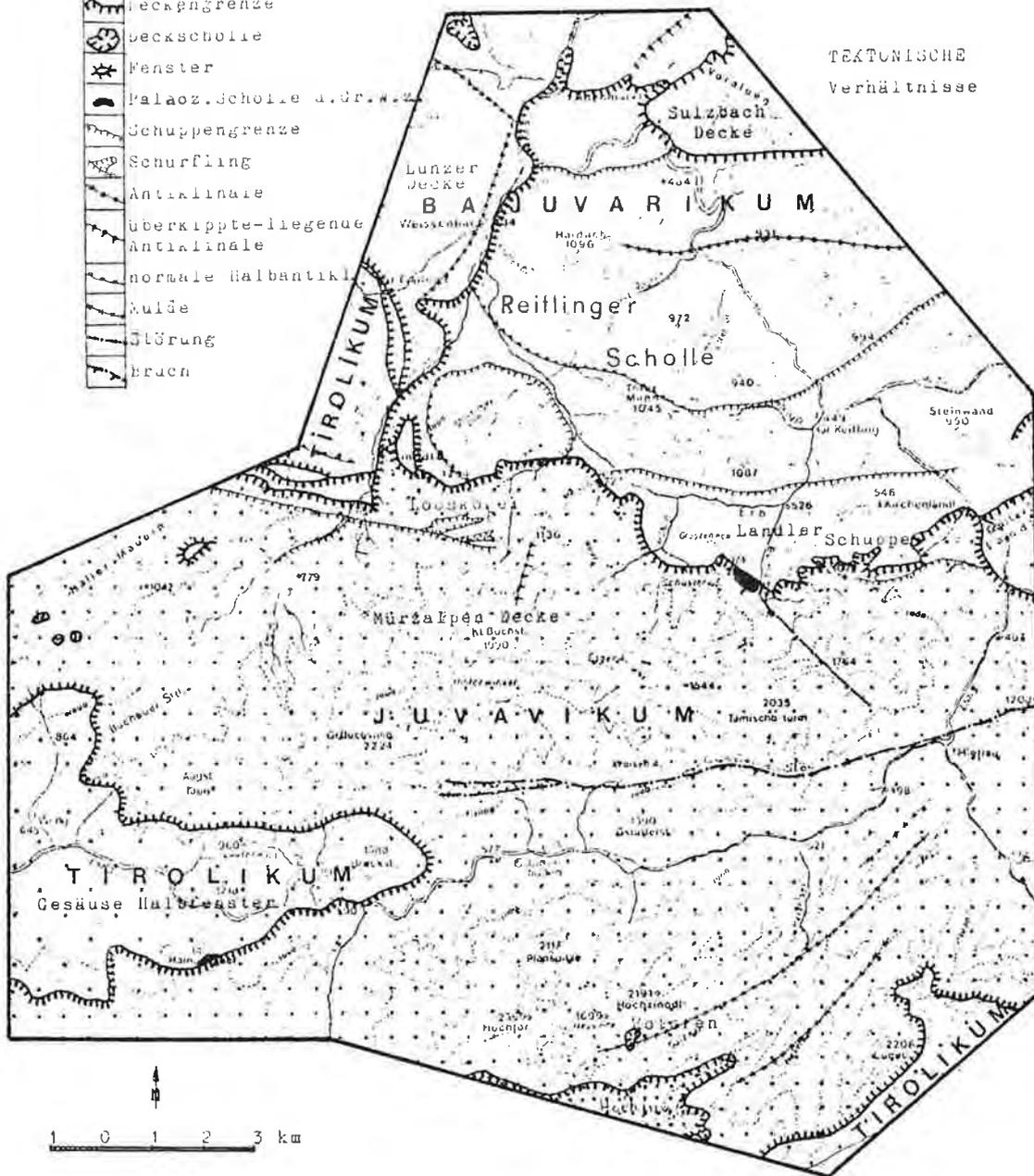
Vorstellbar werden die Verhältnisse an der Deckengrenze (Puchberg-Mariazeller Linie) zur Reiflinger Scholle dann, wenn er, wie auf S. 114, die Mechanik einer Stirnschuppenbildung ins Kalkül zieht. Die postgosauisch sekundär noch nachbewegte höhere Decke hat an ihrem Stirnrand ihre eigene permoskythische bzw. tieftriadische Basis überfahren, sodaß tektonisch bedingte Schicht-

LEGENDE I

Fig. 2

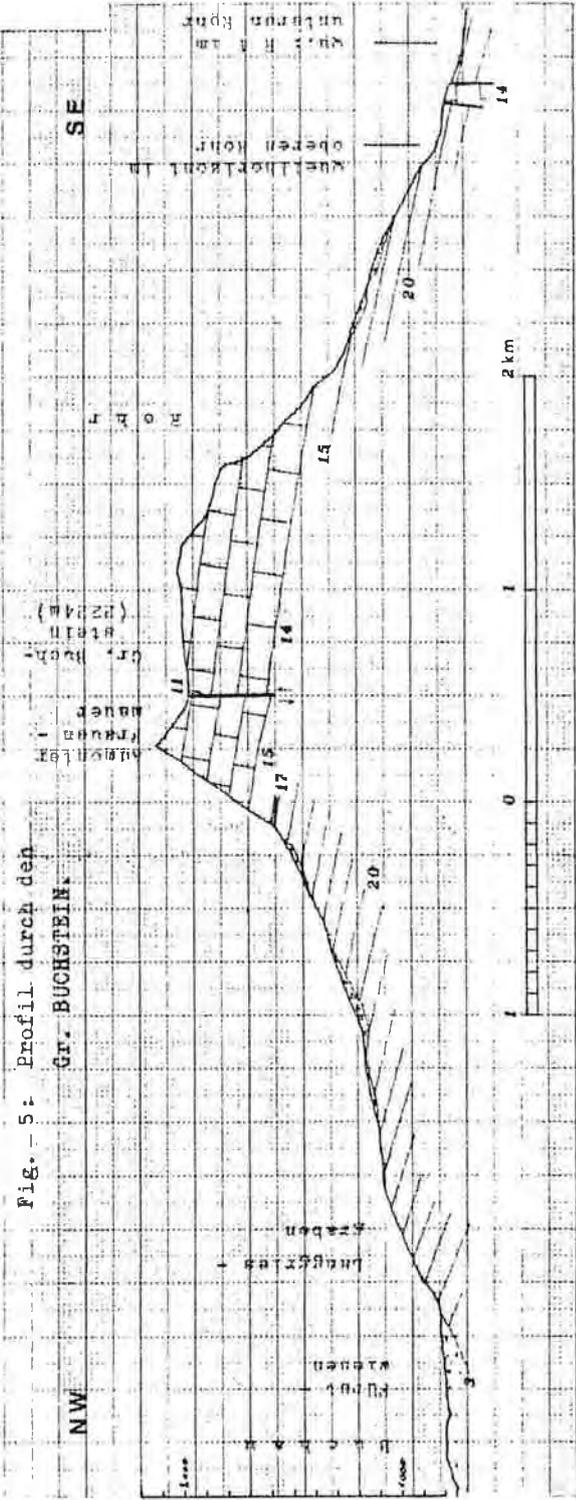
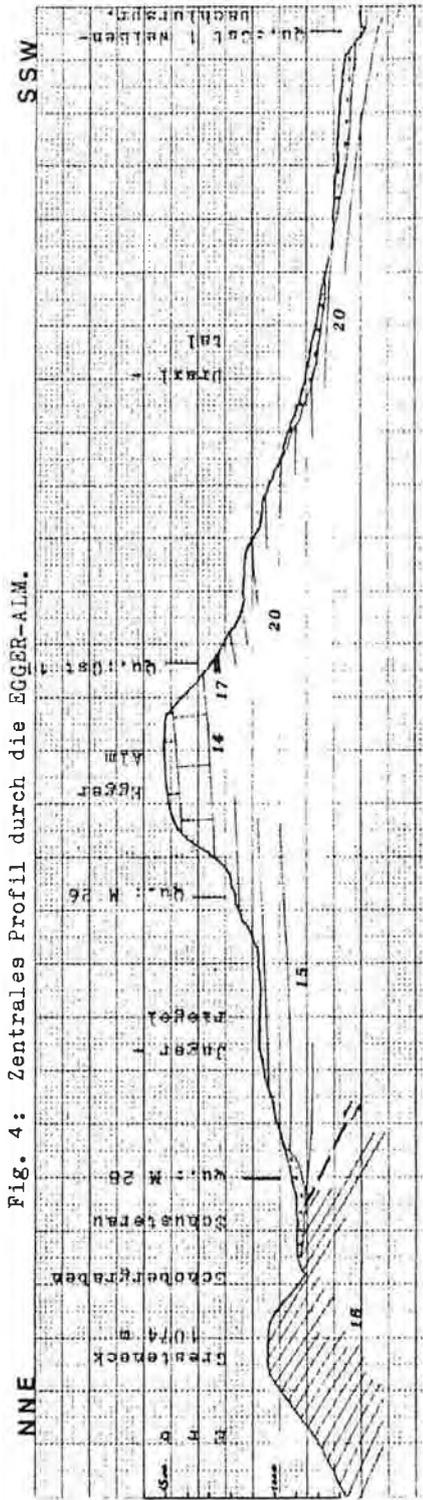
-  Deckengrenze
-  Beckenscholle
-  Fenster
-  Palaoz. Scholle a. Gr. W. Z.
-  Schuppengrenze
-  Schurfling
-  Antiklinale
-  überkippte-liegende Antiklinale
-  normale Halbantiklinale
-  Mulde
-  Störung
-  Bruch

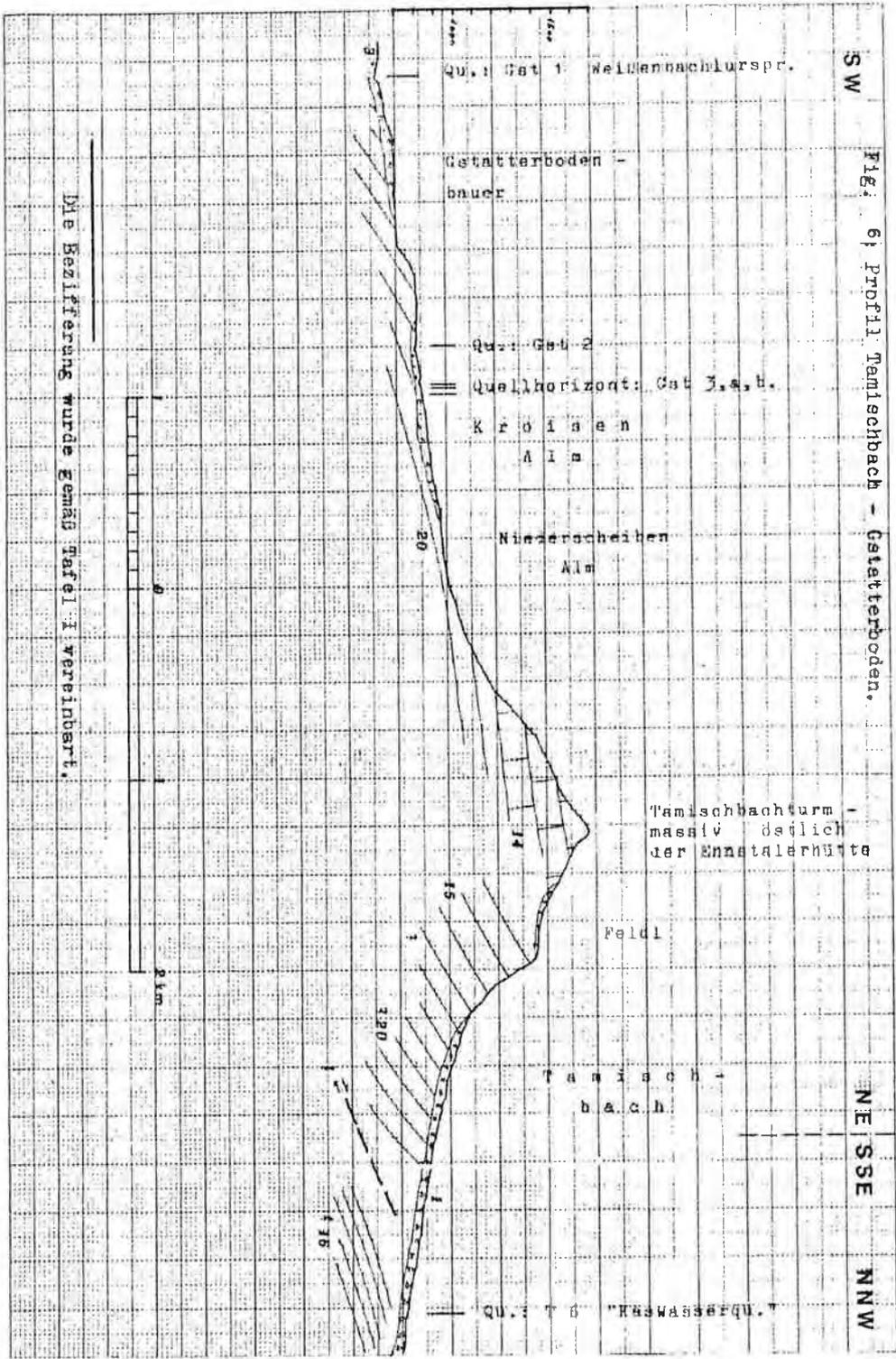
TEXTONISCHE
Verhältnisse



Ä = 200 m

Nach: A. TOLLMANN
Tektonische Karte der
Nördlichen Kalkalpen. Bl. 2.
Mitt. Geol. Ges., Wien 1966.





SW

Fig. 6) Profil Tamischbach - Gstaatterboden.

NE SSE

NNW

Die Bezifferung wurde gemäß Tafel I vereinbart.



Qu. 1 Gat 1 Weidenbachlurspr.

Gstaatterboden -
bauch

Qu. 2 Gat 2

Quellhorizont: Gat 3, a, b.

Krois en
Alm

Niederseen
Alm

Tamischbachturn -
massiv östlich
der Ennstalernette

Feld

Tamisch-
bach

Qu. 3 Gat 3 "Häswasserqu."

lücken und -wiederholungen, aber auch inverse Lagerungsverhältnisse recht plausibel erklärbar sind. Durch eingeklemmte Gosaureste wird dieser zweiphasige Bewegungsablauf belegt.

3.2. Die Verhältnisse im Bereich der Gesäusestörung

Das für den Bereich des Gesäuseeinganges von A. TOLLMANN (1966, 240) abgegrenzte Halbfenster (Tirolikum) wird von den Neubearbeitern angezweifelt.

Anlaß dazu gibt ihm die Gesäusestörung, die hier ca. 1,5 km nördlich des Gesäuses parallel dazu in West - Ostrichtung fast bis Hieflau verfolgbar ist. Es ist dies eine in etwa 350 m über der steilen Ennsschlucht liegende, breite morphologische Mulden- bzw. Sattelzone. Sie stellt eine tektonische Linie erster Ordnung dar.

Unter den Geologen hat sie durch das Vorkommen weit verbreiteter Gosauablagerungen Bedeutung erlangt, die mit Hilfe dieser Zeitmarken eine Altersfestlegung der ursprünglich als reinen vertikalen Bruch angesehenen Störung versuchen. O. AMPFERER ist der Meinung (1935, 8), daß durch die beträchtliche Absenkung des südlichen Flügels gegen den nördlichen die Wahl für den Durchbruch der Enns zugunsten des Gesäuses - im Gegensatz zu den nördlich (Buchauer Sattel) und südlich (Neuburg Sattel) davon gelegenen Tiefenlinien - entschieden wurde. Warum die Enns aber deshalb nicht direkt im Bereich der Verwerfung, sondern 1 - 1,5 km südlich davon ihr Bett geschaffen hat, kann er nicht beantworten.

O. AMPFERER (1935, 78) kommt zur Ansicht, daß die Störung älter als die Ablagerung der Gosasedimente sei. Zweifelsohne beweisen die tektonisch stark beanspruchten und steil stehenden Fleckenmergel (13), die von Gosau (11) stellenweise überlagert werden (Fig. 7), eine heftige und gewiß vorgosauisch schon erfolgte Relativbewegung. Auch die breite Zone der Mylonitisierung des nördlich anschließenden Wettersteindolomits belegt die Bedeutung der Verstellung. Einen Hinweis dafür, daß dieser tektonische Akt lange nicht abgeschlossen war, liefert O. AMPFERER (1935, 78), wenn er bemerkt, daß die Gosaschichten nicht über die Störungslinie weiter nach Norden (auf den Wettersteindolomit) übergreifen.

Auch K.H. BÜCHNER (1970, 87) weist auf diese ausschließlich südlich der Störung erhalten gebliebenen Jungschichten hin und kann die durch nachgosauische Tektonik verstellten Gosaukonglomerate anhand zahlreicher Verwerfungen belegen.

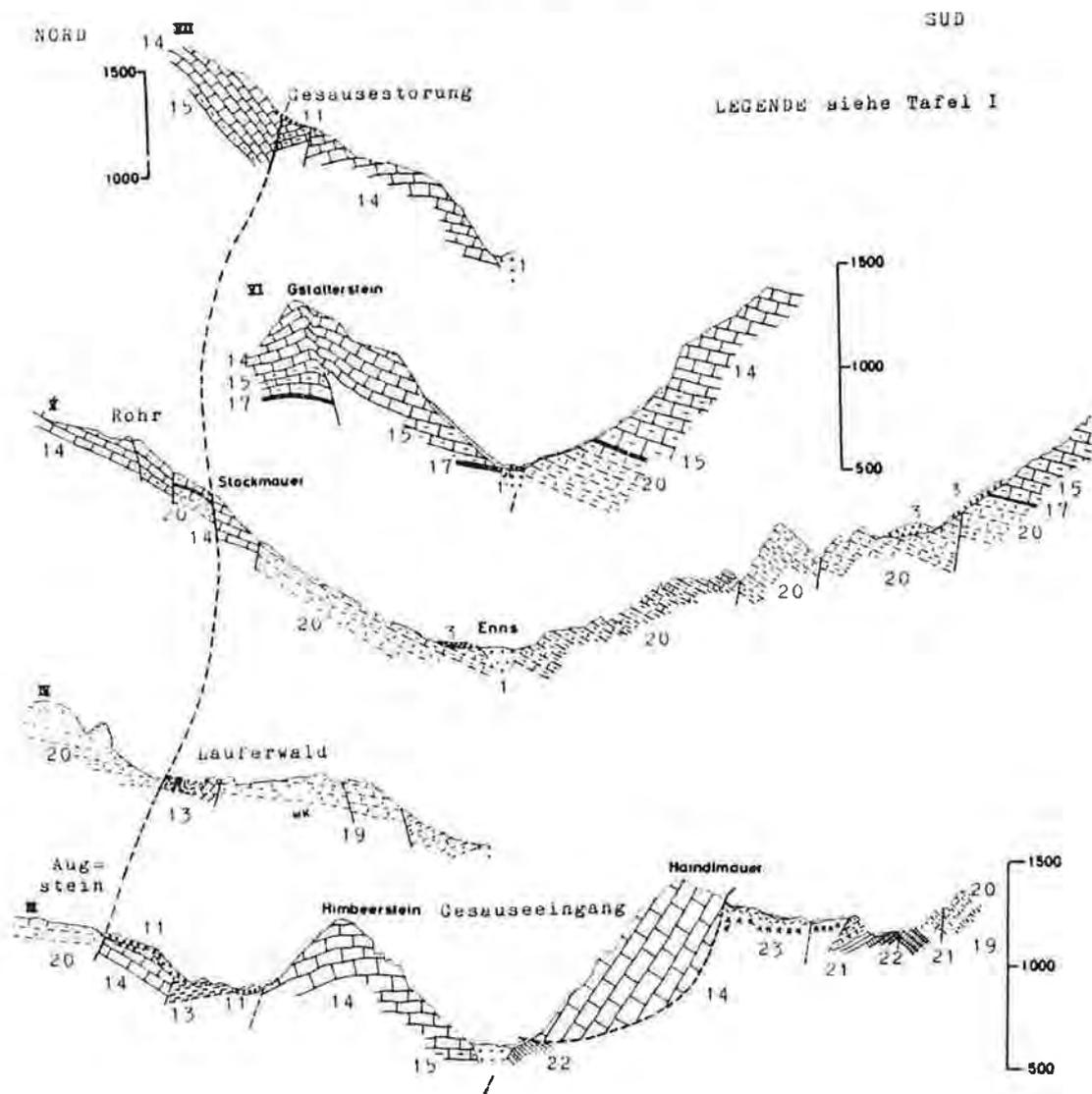
Ich möchte in Anbetracht der morphogenetischen Entwicklung annehmen, daß die größte Sprunghöhe, die nach K.H. BÜCHNER (1970, 87) im Westen mindestens 1.500 m beträgt, sogar erst im Jungtertiär erreicht wurde.

Der Ansicht einer nachgosauischen Aktivität schließt sich auch E. SPENGLER (1959, 234) an.

Es wäre nämlich sonst nur bei vollständiger Auffüllung dieser Muldenzone durch Gosau- und Alttertiärsedimente möglich, den konsequenten Entwässerungsmechanismus der Augensteinlandschaft in die Landformung einzubeziehen. Die Mächtigkeit jener Ablagerungen müßte mit einem Mindestausmaß von 1.200 m angenommen werden, was sogar unter Berücksichtigung der von H. KLIMPT (1951, 75) gemachten Erfahrungen als zu hoch erscheint.

Fig. 7: Geologische Profile durch die nördlichen und südwestlichen Gesauseberge

aus: K-H. BUCHNER 1970



Die vorgosauische Anlage und eine abermalige Reaktivierung entlang der alten Bruchflächen (K.H.BÜCHNER 1970, 96) ist, wie gesagt, durch die Tatsache erwiesen, daß die Gosauvorkommen, wie abgeschnitten, genau an der Störungslinie enden und nicht auf den im Norden vorkommenden Wettersteindolomit übergreifen.

Sie sind nämlich dort auf Grund der höheren Lage leichter erodiert worden.

Abschließend kann gesagt werden, daß die Verhältnisse im Bereich der Gesäusestörung im Detail überaus kompliziert sind. Dies spiegelt sich nicht zuletzt in der Auffassung A.TOLLMANNs: einer Deckengrenze wider.

Es ergäbe sich dabei auch eine hydrogeologische Konsequenz. Die Quellenreihe Ri 6 - 8 müßte dem Typus der Schichtquellen anstatt dem der Überfallsquellen aus einem tiefen Karstkörper zugeordnet werden.

3.3. Die Lagerung der Gesteine unter Einbeziehung der Orogenese

Beachtenswert ist die schon von O. AMPFERER (1935, 67) gemachte Beobachtung des Einfallens der Dachsteinkalkplatte gegen Osten (Fig. 8).

Wenn wir die Liegendgrenze des Dachsteinkalkes zum Dachsteindolomit oder zu den Raibler Schichten verfolgen, so können wir feststellen, daß jene im Westen im Bereich des Großen Buchsteins, aber auch in der Reichensteingruppe in 1.500 bis 1.600 m Höhe aufgeschlossen ist. Diese markante Gesteinsgrenze biegt gegen Osten immer steiler ab und taucht etwa bei der

Fig. 8 : Längsprofil durch die nördlichen
 Gesäuseberge (mit einer Ver-
 zweigung vom Tamischbachturm
 gegen Nordosten).

Ziffern: vgl. Legende
 zu Tafel I

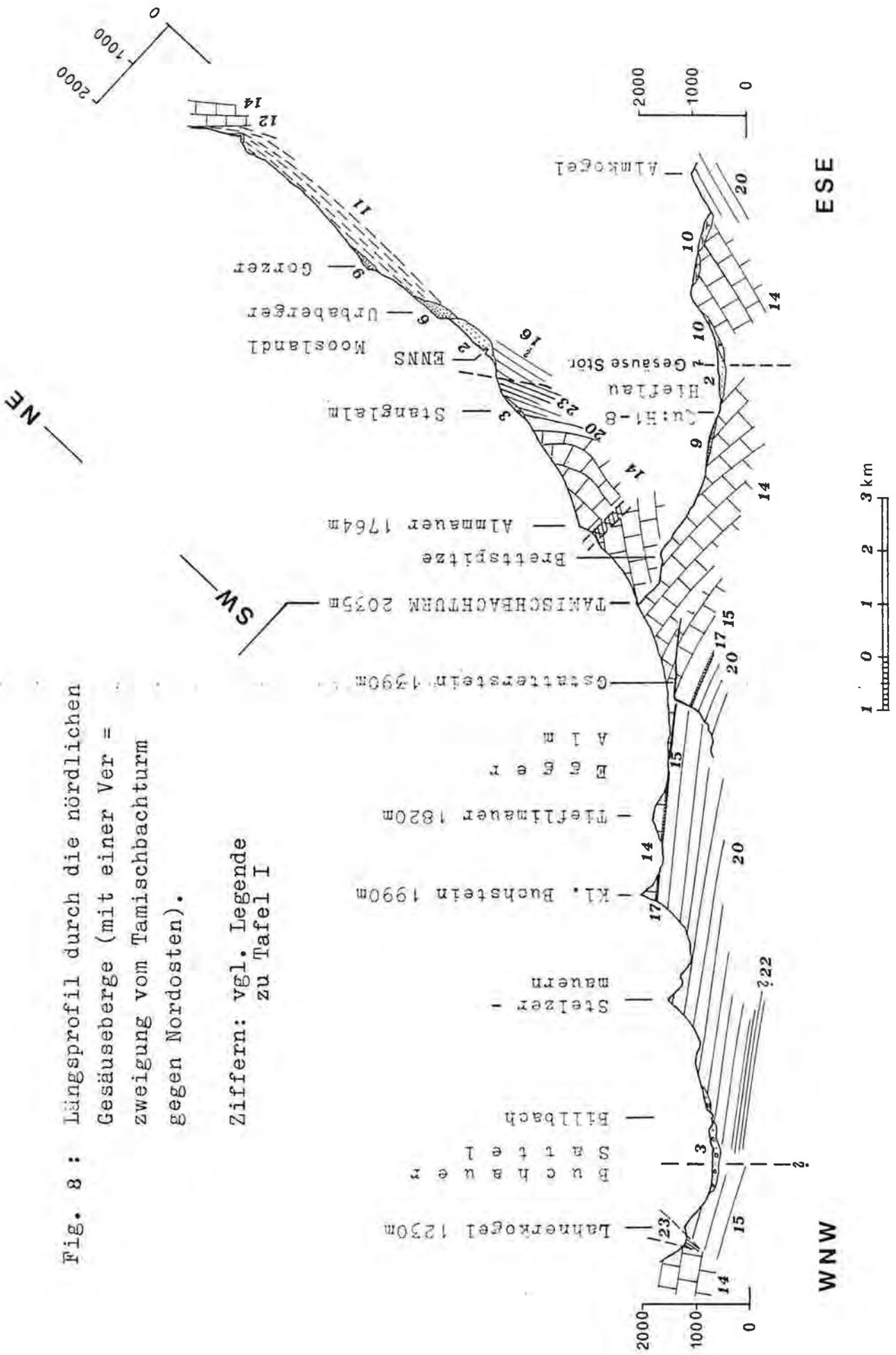
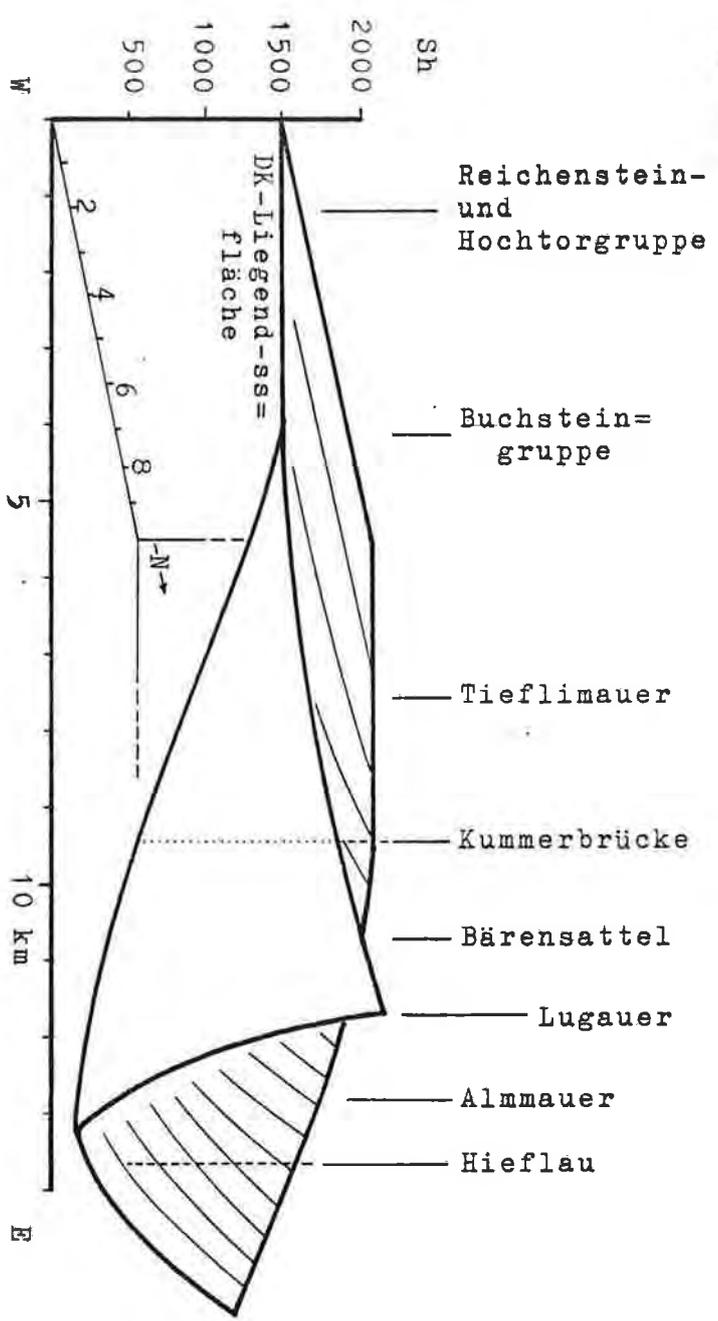


Fig. 9 :



Vereinfachtes tektonisches Ba u s c h e m a der Gesäuseberge.

Kummerbrücke unter die Enns in steilen Flexuren ab. Als logische Fortsetzung dieser Abbeugung bietet sich der Bereich des Hieflauer Tertiärs und des Gamser Gosaubekens an, wo das Sedimentdach des Dachsteinkalkes in größerer Mächtigkeit trotz leichter Abtragbarkeit und trotz der zahlreichen Gebirgsbildungs- und Erosionsphasen erhalten blieb.

Dies kann nur dann der Fall sein, wenn dieser östliche Raum nur wenig gehoben wurde bzw. in der Hebung zurück blieb und seit jeher eine morphologisch tiefe Lage besessen hat.

Bei der Annahme einer Schrägstellung oder Kippung mit annähernd Nord-Süd verlaufender Achse kommen wir der gemachten Beobachtung einer gegen Osten einfallenden Schichtfolge am nächsten (Fig. 8). Die westlichen Anteile, als relativ am höchsten gehoben, verfielen verstärkt der Erosion. Somit ergibt sich der heutige Zustand, daß dort der Dachsteinkalk schon weitestgehend reduziert bzw. abgetragen wurde (Augsteinmassiv) und auch sein ursprüngliches Sedimentdach bis auf zwei kleine Reste in der Buchstein-Westwand (K.H. BÜCHNER 1970, 73) entfernt wurde.

O. AMPFERER (1935, 96) weist darauf hin, daß wir es nicht mit einer reinen Schrägstellung zu tun haben. Die Entstehung jenes Baukörpers kann natürlich nur in Kombination mit gleichzeitig erfolgten Hebungsakten verstanden werden. Seit der Oberkreide wurden doch Beiträge von mindestens 500 Meter im Gebiet des Gamser Beckens überwunden.

Eine Verkomplizierung erfährt dieser Bereich durch eine interne, West-Ost gerichtete Synklinale (Fig. 9) mit dem tiefsten Punkt etwa im Raum Hieflau und den beiden hochstrebenden Schenkel im Norden (Bärenstein) und Süden

(Lugauer). Auf die daraus sich ergebende Konsequenz hydraulischer wie karstgenetischer Art wird bei der Klärung der Frage nach der bevorzugten Karstwasserdrainage eingegangen.

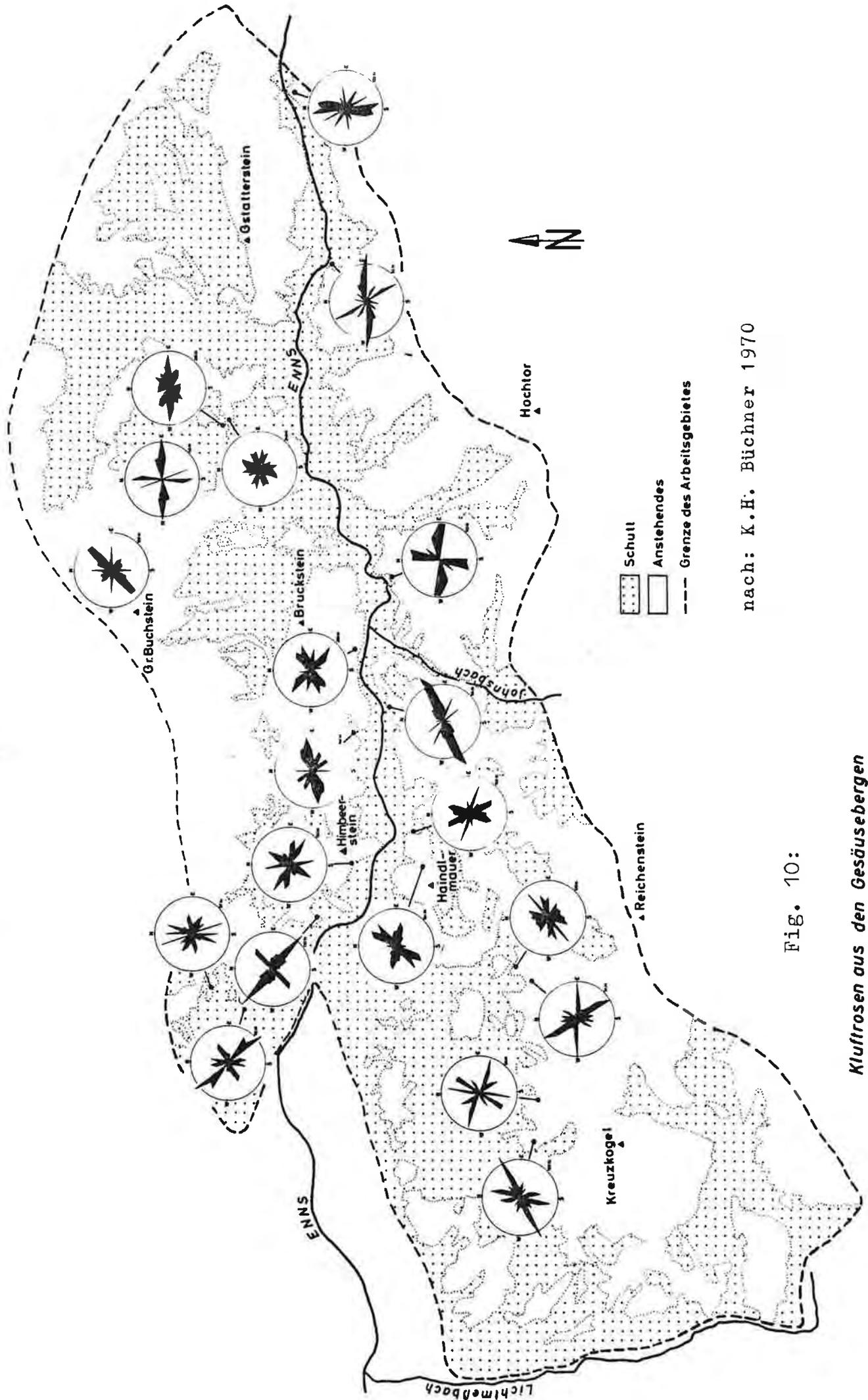
Dem verstärkten Abtragungsmechanismus der westlichen Anteile steht im Osten die "Konservierung" des Dachsteinkalks und der hangenden und petrographisch weichen Partien (Gosau und Tertiär) gegenüber. Dies beweist uns, daß wir es hier im Bereich des Hieflauer Alttertiärs und der Gosau von Gams mit einem durch die tiefe Position schon seit jeher die Vorflut bestimmenden Becken zu tun haben (J.ZÖTL 1961, 158).

Jener nur äußerst wenig gehobene Ost-Teil, in seiner Charakteristik als lokale Erosionsbasis anzusprechen, muß für die Anlage des Gewässernetzes verantwortlich gemacht werden! Damit Hand in Hand geht die morphologische Ausgestaltung der vorliegenden Landschaft.

3.4. Die Kluftrichtungen

Außer der eben erwähnten Gesäusestörung und der Deckengrenze besitzen tektonisch vorgezeichnete Linien nur untergeordnete Bedeutung für die Karstgenese. In gewissem Sinne trägt auch der Umstand, daß keine einheitlichen Kluftrichtungen bevorzugt werden, dazu bei (K.H. BÜCHNER 1970, 84).

Das Kluftrosenkartogramm (Fig. 10) kann darüber Auskunft geben. Im großen und ganzen kann gesagt werden, daß auch hier ein Nordwest-Nordost Diagonalkluftpaar bestimmend ist.



nach: K.H. Büchner 1970

Fig. 10:

Kluffrosen aus den Gesäusebergen

Gegen Osten zu kommt es zu einer Häufung Nord-Süd bzw. West-Ost (!) gerichteter Kluftscharen. Es fällt auf, daß jeweils nur eine Richtung zum Nachteil der anderen dominiert.

Hydrologisch von Bedeutung dürften weiters jungtertiäre Denudationssysteme mit der Ausbildung unterirdischer Karststockwerke sein.

4. Geomorphologische Grundzüge

4.1. Die ältesten Verebnungsflächen

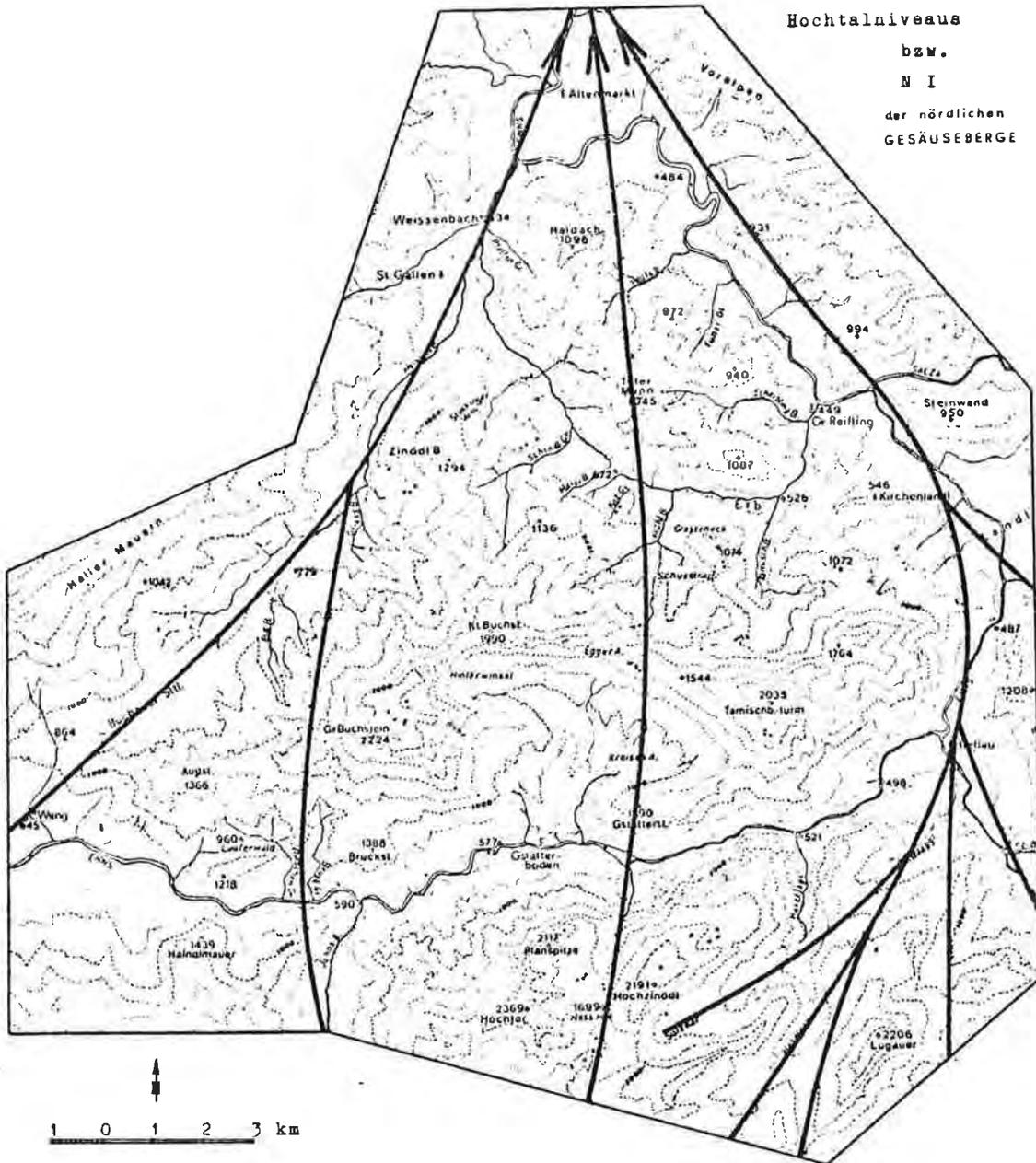
Nach dem Rückzug des Gosaumeeres, das zum Teil schon über ein abgetragenes Relief transgredierte (K.H. BÜCHNER 1970, 88), wurde der Bereich der Gesäuseberge gehoben, landfest und verfiel sogleich einer flächenhaften Abtragung.

Das Einzugsgebiet der die Nördlichen Kalkalpen konsequent überfließenden Gewässer muß in der Grauwackenzone und für das Hieflauer Tertiär im Bereich der Seckauer Tauern gesucht werden (A. WINKLER-HERMADEN 1957, 574). Dies geht nicht nur aus der Geröllzusammensetzung hervor, sondern auch aus der guten Abrollung durch den langen Transport von 25 - 30 Kilometern (A. WINKLER-HERMADEN 1957, 575).

Erst durch Vererbung kam es zur Ausbildung der heute existierenden, flächenhaft ausgebildeten Altlandschaft-

Fig. 11 :

Entwässerungsnetz
etwa zur Zeit des
Hochtalniveaus
bzw.
N I
der nördlichen
GESÄUSEBERGE



1 0 1 2 3 km

Ä = 200 m

ten in den höchsten Regionen (ca. 2000 m) der Gesäuseberge (Großer Buchstein, Tamischbachturm, Sparafeld, Hochtor, Kleiner Ödstein, Hochzinödl; nach A. WINKLER-HERMADEN 1957, 576: Unterpannon).

4.2. Die Hochtalniveaus (N 1)

Eine weitere Hebung etwa im höheren Altpliozän zwang die konsequent abfließenden, stark mäandrierenden Gewässer in bestimmte Talrichtungen (Fig. 11).

Dabei wäre in erster Linie das Hochtal von der Heßhütte gegen Norden über die Ennstalerhütte - Eggeralm zu erwähnen.

Es ist dies heute ein nahezu wasserloser, konsequenter Talstrunk, der weit in den südlichen Gesäusebergen wurzelt und sich nördlich der Enns zwischen Tamischbachturm und Tieflimauer fortsetzt.

K. WICHE (1951, 204) nimmt an, daß es sich bei der Ver-ebnungsfläche der Eggeralm um ein in die Raxlandschaft eingekerbtes Hochtalsystem handelt. Durch die eiszeitliche Umformung (Gletscherschliff) und Verkarstung sowie durch Verbiegungen und Verstellungen wurde die Raxlandschaft zur heute existierenden Altlandschaft umgestaltet. Tektonischen Bewegungen schreibt er die kuppelförmige Aufwölbung des Hochtormassivs zu. Auch die Senke der Heßhütte soll durch lokal recht eng begrenzte Einwalmungen tektonisch entstanden sein (1951, 206). Die ziemlich starken Reliefunterschiede bis zu 400 m versucht er lediglich durch Großfaltung zu erklären. Derart kleinräumige tektonische Verbiegungen sind nach A. WINKLER-HERMADEN (1957, 575f) nicht durch lokale Schichtabbeugungen belegt.

A. WINKLER-HERMADEN (1957, 576) legte für dieses Niveau in 1.700 - 1.750 m Höhe ein mittelpannonisches Alter fest.

J. SÖLCH erkennt in den Tertiärschottern bei der Heßhütte und der Eggeralm den Zusammenhang, der durch eine ehemalige konsequente Entwässerung gegeben war (1928, 157 und 176). Die Einstufung dieses 1.700 m Niveaus in das Untermiozän, weicht bezüglich des Alters stark von der Auffassung A. WINKLER-HERMADENS ab.

Inwieweit nun der Hartelsgraben dieser Richtung tributär war oder ob er nach Nordosten in den Radmerbach, der das heutige Ennsquertal benutzte, eingebunden war, kann aber von J. SÖLCH nicht geklärt werden (1928, 176). Meiner Ansicht nach dürfte letzteres eher der Fall gewesen sein. Die Anlage des Einzugsgebietes (Sulzkar, Haselkar) bekundet nämlich durch NE-weisende Richtungen schon den Einfluß des Beckens von Gams und Mooslandl.

4.3. Die Entwicklung des Gewässernetzes unter zunehmendem Einfluß des Beckens von Gams und Mooslandl.

Die gegen Norden gerichtete Vorschüttung wurde im folgenden durch eine weitere epirogenetische Hebung (die "steirischen" Bewegungsphasen) unterbunden (A. WINKLER-HERMADEN 1957, 575).

Nach J. SÖLCH (1928, 157) kam es im Mittelmiozän zu einer bemerkenswerten Veränderung in der Entwässerungsrichtung. Er nimmt eine Ablenkung des Ennslaufes durch die Palten-Liesing-Furche ins Trofaiacher Becken an, da die tertiären Schuttkegel dieser inneralpinen Becken

aus Geröllen der Nördlichen Kalkalpen aufgebaut sind (K. OESTREICH 1899, 199). A. WINKLER-HERMADEN (1957, 578) stellt sich gegen die von Sölch und Oestreich angenommene Umkehr der Enns. Er erklärt das Vorhandensein der Schotter im Becken von St. Michael - Leoben durch eine einfache Wasserscheidenverlagerung zugunsten eines größeren Mureinzugsgebietes.

Ohne Zweifel mußte dafür ebenfalls eine bedeutende Einmuldung der östlichen Teile der Grauwackenzone und des anschließenden Kristallins vorausgesetzt werden (A. WINKLER-HERMADEN 1957, 575). Eine Einwalmung - oder besser ein Zurückbleiben in der Hebung im Osten - bekräftigt die Annahme, daß damals gleichzeitig (steirisch) auch die Haupteinmuldung und Sedimentation des Ennstalmiozäns (Hieflau, Gams) erfolgt ist. Mit E. WOLFRAM (1940, 132f) kann ein solcher Akt auch für das Ennsquertal angenommen werden.

Der Auffassung J. SÖLCHS, daß das Mitterennstal jemals der Mur tributär gewesen sein sollte, kann mit A. WINKLER-HERMADEN widersprochen werden. Eher dürfte der Abfluß des Mitterennstales über den Pyhrnpaß erfolgt sein, was ihm in höhermiozäner bis pliozäner Zeit, vielleicht bis ins Ältestpleistozän, möglich gewesen zu sein scheint.

Auch nach J. SÖLCH (1928, 158) soll ein neuerliches Umschwenken des Entwässerungssystems im Oberpliozän die Enns wieder in die alte, konsequente Richtung gezwungen haben. Dabei wurde in erster Linie der Weg über den Buchauer Sattel, über den Pyhrn Paß und durch das Mitterndorfer Becken eingeschlagen.

Möglicherweise wurde von einem älteren Johnsbach - bei seinem Lauf nach Norden über den Himbeerstein (1.222 m) - der Sattel zwischen Gsengkogel und Augstein benutzt

(J.SÖLCH 1928, 176). Da dieser ja in der Grauwackenzone wurzelt, kann das Vorhandensein eines kleinen Tertiärvorkommens, das in der Einsattelung erhalten blieb (O.AMPFERER 1935) als ein Beleg für diese Annahme gelten. Der Johnsbach dürfte zur damaligen Zeit etwa im Bereich der Großbuchau in die über den Buchauer Sattel fließende Enns eingebunden haben (Fig. 11).

Ein weiterer mehr oder weniger konsequent angelegter Flußlauf könnte auch das Pyhrgasgatterl (1.308 m) im Gebiet der Haller Mauern benutzt haben.

Wir erkennen, daß sich dieses Nachklingen einer konsequenten Süd-Nord Abdachung nur auf den westlichen Bereich beschränkt. Die östlichen Einzugsgebiete (etwa ab dem Meridian durch den Hochzinödl) dürften einem anderen selbständigen Flußnetz mit Richtung zum Gamser Becken untergeordnet gewesen sein. Gewiß entwässerten auch sie entlang des heutigen Ennsquertales ins Alpenvorland (Fig. 11).

Wie J. SÖLCH behauptet, kann zu dieser Zeit die Gesäuseschlucht als subsequentes Längstal noch nicht funktioniert haben (1928, 158). Die Frage, weshalb die konsequenten Talwege nun inaktiviert worden sind, kann J. SÖLCH nicht plausibel beantworten. Er führt Krustenverbiegungen und starke Talverschüttungen ins Treffen und denkt sogar an einen schmalen, grabenförmigen Einbruch. Da weder Gletscherschurf noch die Tiefenerosion der Schmelzwässer in der Lage sein konnten, in relativ kurzer Zeit einen derartigen Durchbruch einzusägen (J.SÖLCH 1928, 176), bleibt dieses Problem ungelöst.

4.4. Versuch der Deutung des Gesäuselängstales unter Berücksichtigung der Karstphänomene

Einer grundlegenden Tatsache wurde bisher kaum Beachtung geschenkt: Es hat sich nämlich die Enns gerade in den hochverkarstungsfähigen Dachsteinkalken ihren Lauf gebahnt.

A. WINKLER-HERMADEN (1957, 577) deutet zwar an, daß im Laufe der pliozänen Entwicklung durch den Einfluß mehrfacher Hebungen auch eine zunehmende Verkarstung einhergehen mußte. Es ist daher ein Wechselspiel zwischen Zeiten mit oberflächlicher und solchen mit vorwiegend unterirdischer Entwässerung der Talbereiche in die Betrachtung der morphogenetischen Entwicklung einzubeziehen.

Auch G. GEYER (1918, 5) weist beim Vergleich mit den in den Dachsteinhöhlen gefundenen Kristallinschottern ausdrücklich auf die Bedeutung des Karstphänomens hin. Wenn er bei der Deutung der Efforationskanäle schon ein Gegenbild zu den bekannten Höhlenflüssen des Karstes sieht, so rechnet er demnach bereits zur Zeit der Augensteinlandschaft mit einem unterirdischen Abziehen der Wasser.

Auch J. ZÖTL (1961, 158) gibt hierfür in Anlehnung an E. SPENGLER (1918) einen konkreten Hinweis. Dieser nimmt für die obere Traun das Stadium eines unterirdischen Höhlenflusses im Bereich des heutigen Koppentales an, dessen Decke schließlich einstürzte, wobei zwanglos die Durchbruchstrecke des Koppentales erklärt werden kann (E.SPENGLER 1918, 133).

4.4.1. Die Paläo - Karstformen

Ein ähnlicher Entwicklungsprozeß könnte auch für das Gesäuse und die Inaktivierung der Buchauer Talung angenommen werden (J.ZÖTL 1961, 158). Wie dieser vermerkt, müssen Karstgroßformen, wie Poljen und vor allem Kessel- und Blindtäler - auch wenn sie heute nicht mehr derart vorliegen - ferner Horizontalhöhlen und große Karstquellen bei der Genese und deren Erklärung einkalkuliert werden. Dabei und bei Einbeziehung der Tektonik, besonders der vorhin erwähnten Schrägstellung und Abbeugung gegen Osten, rückt der Fragenkomplex um die Beckenlandschaften (Admont - Hall und Gams - Landl) und Talrichtungen in ein anderes Licht.

Die einseitige Heraushebung brachte es mit sich, daß im Westen das weniger stark verkarstungsfähige Liegende zum Dachsteinkalk exponiert wurde. Die gleichsinnig südostfallenden Raibler Schichten und Wettersteindolomite bedingen im herausgekippten Block die Ausbildung eines sogenannten Seichten Karsts, dessen Drainage dem Gefälle des Schichtpaketes untergeordnet ist. Die Anlage von Karstgefäßsystemen und die heute vorliegende Dominanz der stärkeren Quellen im Ost - Abschnitt dürfte mit dem Einsetzen der Kippung und der daraus resultierenden Gefällsentwicklung der minderdurchlässigen Basisserie ursächlich zusammenhängen (Fig. 8, 9 und Tafel I, IV - VIII).

Die ausgeschalteten, tertiären Hochtäler, wie jenes von der Heßhütte zur Eggeralm, aber vor allem das breite Buchauer - Weißenbachtal können mehr oder weniger als Trockentäler bzw. verlassene Talstrünke auf Grund der einsetzenden Verkarstung oder Anzapfung angesehen werden. Es wäre denkbar, jene Becken- respektive Senkungszone als Poljen zu bezeichnen. Ihre Al-

terseinordnung könnte sogar schon vorgosauisch angesetzt werden, da Reste des Gosameeres (Sandsteine, Tonschiefer, Mergel) stellenweise direkt einem abgetragenen, untertriadischen Grundgebirge auflagern (K.H. BÜCHNER 1970, 2). Südlich von Admont sind Gosauschichten über Werfener Schiefer und Wettersteindolomit aufgeschlossen (K.H. BÜCHNER 1970, 71).

Für das Gamser Becken ist ein sehr hohes Alter der Bildung (Einwalmung mit gleichzeitiger Entstehung eines Poljes) aus folgenden Überlegungen in Betracht zu ziehen: Da es nicht durch den Eisschurf so stark über-tieft worden ist wie das westliche obere Ennstal einschließlich der Admonter Bucht - welche ja vor der Diffluenzstufe (Buchauer Sattel) durch eine gewaltige Eismächtigkeit belastet wurde (D.v.HUSEN 1967, 256 nimmt beispielsweise für den Reißgletscher mindestens 1.000 m an) - kann die Genese nur im Zusammenwirken tektonischer und karstkorrosiver Prozesse verstanden werden.

Es ist daraus zu folgern, daß im Osten, im Raume Gams - Landl und Hieflau, jene starke lokale Erosionsbasis schon früh die Vorflut für das Karstwasser gebildet hat. Wir müssen bei der Behandlung der Entwicklung der unterirdischen Entwässerung und des Talnetzes von dieser Stelle ausgehen. Wir müssen ferner versuchen, zu einer plausiblen Synthese der morphologischen Tatsachen mit den gewiß funktionierenden fossilen Karstphänomenen zu gelangen.

4.4.2. Die Ausschaltung der konsequenten Talwege durch korrosiv vorbereitete, unterirdische Anzapfung.

Ausgehend von einer konsequenten Entwässerungstendenz im frühen Jungtertiär begann sich später mehr und mehr die Dominanz des Gamser Beckens durchzusetzen. Dies wurde, wie gesagt, durch die Relativität der einsetzenden Hebung im Westen verbunden mit der besprochenen Einwalmung im Osten verstärkt, sodaß es zu einer intensiveren Verkarstung der nun höhergelegenen westlichen Anteile gekommen ist.

Mit einem neuerlichen Beginn der Schrägstellung und einer phasenhaften Emporhebung kann infolge der Vorflut im Osten für die weitere Entwicklung ein sukzessiv fortschreitender Einbruch in das konsequente Entwässerungssystem angenommen werden. Gleichzeitig entstand durch die Bündelung der unterirdischen wasserführenden Karstgefäße zum Vorfluter eine Konzentration von Riesenquellen im Bereich Hieflau, Wandau und Landl. Als Belege dafür und für Verhältnisse, die auch heute noch den geschilderten Entwässerungsmechanismus beweisen, können die Hochwasserspeier nördlich von Hieflau und die Höhlen bei Wandau angesehen werden.

Als eine Weiterentwicklung dieser Gefäße zu Karstschläuchen mit größeren Hohlräumen und Höhlenflüssen - durch zunehmende Vergrößerung des Einzugsgebietes - und nachträglichem Versturz des Höhlendaches über dem Quellmund bildete sich ein Kessel- oder Sacktal aus. Etwa im Bereich der Wandauenge öffnete sich das Becken gegen Süden, später erst gegen Westen.

Immer stärker wurde der nun neu geschaffene Urgesäusefluß durch die Anzapfung des Erzbaches, der möglicherweise seiner Fortsetzung gegen die Einkerbung des Buttensattels beraubt worden sein dürfte.

Diese Anzapfungen erfolgten in einem verkarstungsfähigen Gestein unterirdisch und mögen sich anfänglich nur durch Wasserverluste im damaligen Gerinnebett kundgetan haben. Erst durch fortschreitende Verkarstung kam es zum Trockenfallen an den Flußversickerungsstellen. Durch verstärkte Lösung und Ausbau des Hohlraumsystems mit späterem Verbrauch gestaltete sich der heutige Lauf.

Parallelen zu dieser geschilderten Anzapfungstheorie lassen sich einerseits anhand der von E. SEEFELDNER (1961, 23) beschriebenen Umgestaltung des Salzachsystems herstellen; andererseits im Fall der unterirdischen Donauanzapfung durch den Rhein im Bereich der verkarsteten Jurakalke der Schwäbischen Alb (H.BATSCHKE et al. 1970, 33). In den Flußschlingen des verkarsteten Flußbettes im Raum Immendingen - Fridingen erfährt die Donau einen beträchtlichen Wasserverlust, der bei Niederwasserführung zu einer Vollversickerung führt (H.BATSCHKE et al. 1970, 37). Das Wasser der Donau tritt 12 bis 18 km südlich in der Aachquelle mit $8,8 \text{ m}^3/\text{s}$ Durchschnittsschüttung wieder zutage.

Da diese unterirdischen Anzapfungswege meist in von Störungen und Brüchen vorgezeichneten Bereichen angelegt wurden, kommt es bei immer stärkerer Lösung zu einer weiteren Lockerung der mechanisch schon beanspruchten Gesteinspartien des Höhlendaches (J.ZÖTL 1961, 158). Die Annahme eines Versturzes scheint daher nicht ausgeschlossen, zumal dann, wenn im Bereich solcher ehemaliger Höhlenwege ausgesprochen tiefeingekerbte, klamm- bis schluchtartige Durchbruchstrecken anzutreffen sind.

4.4.2.1. Die hydrogeologisch - geomorphologischen Verhältnisse im Bereich des "Gesäuseausganges" (Hieflau)

Es ist dies eine Zone, welche durch keine nennenswerte Lateralerosion geprägt ist. Eine rasche Tiefenerosion auf physikalischem Wege, die aber die Widerstandsfähigkeit und Durchlässigkeit verhindert hätte, ist kaum anzunehmen. Eine korrosiv geprägte Primärentstehung liegt dabei auf der Hand. Außerdem ist dieser Bereich auch heute hydrogeologisch bemerkenswert:

Am Fuß einer steilabfallenden Felswand nördlich des Bahnhofes von Hieflau entspringen typische Karstquellen und Hochwasserspeicher, die unter der Bezeichnung Kalkofenquellen H 1 - 8 im Spezialteil behandelt werden. Sie sind streng an die heutige Vorflut der Enns gebunden und besitzen ihr Einzugsgebiet in den mächtig entwickelten Dachsteinkalkbänken der Tamischbachturmgruppe. Es handelt sich um Schlauch- bis Spaltenquellen, möglicherweise um verdeckte Höhlenquellen, deren enorme Schwankungsziffern die kurzfristige Reaktion auf die Witterung versinnbildlichen. Sie repräsentieren den Typus periodischer Überfallsquellen eines sogenannten "Tiefen Karstes".

4.4.2.2. Die Verhältnisse im Bereich des Hartelsgraben

Anzapfungen, von der Vorflut des Beckens von Gams und Mooslandl gesteuert, liefen nicht in einem einzigen Akt ab, sondern griffen abschnittsweise gegen Westen vor. Die im Westen noch konsequent entwässernde Enns

und das Gerinne von der Heßhütte über die Eggeralm blieben vorerst von der beginnenden Umgestaltung des Entwässerungssystems, das durch die Anzapfungen von Osten her nunmehr eine subsequeute Richtung einschlug, verschont.

Im weiteren dürfte die Anzapfung des Hartelsgrabens erfolgt sein (Fig. 12). Der in seinem Oberlauf (Sulzkar, Hüpflinger Alm, Haselkar) eine SW-NE Richtung einschlagende Hochtalzug biegt etwa beim Jangdhaus Hartelsgraben in eine genau S - N gerichtete enge Schlucht ein. Sie erreicht nach Überwindung eines starken Gefälles, tief eingekerbt, die Enns. Der untere schlucht- bis klammartige Talabschnitt ist sicherlich sehr jung angelegt worden und reicht mehrere Zehnermeter unter die rezente Bachsohle.

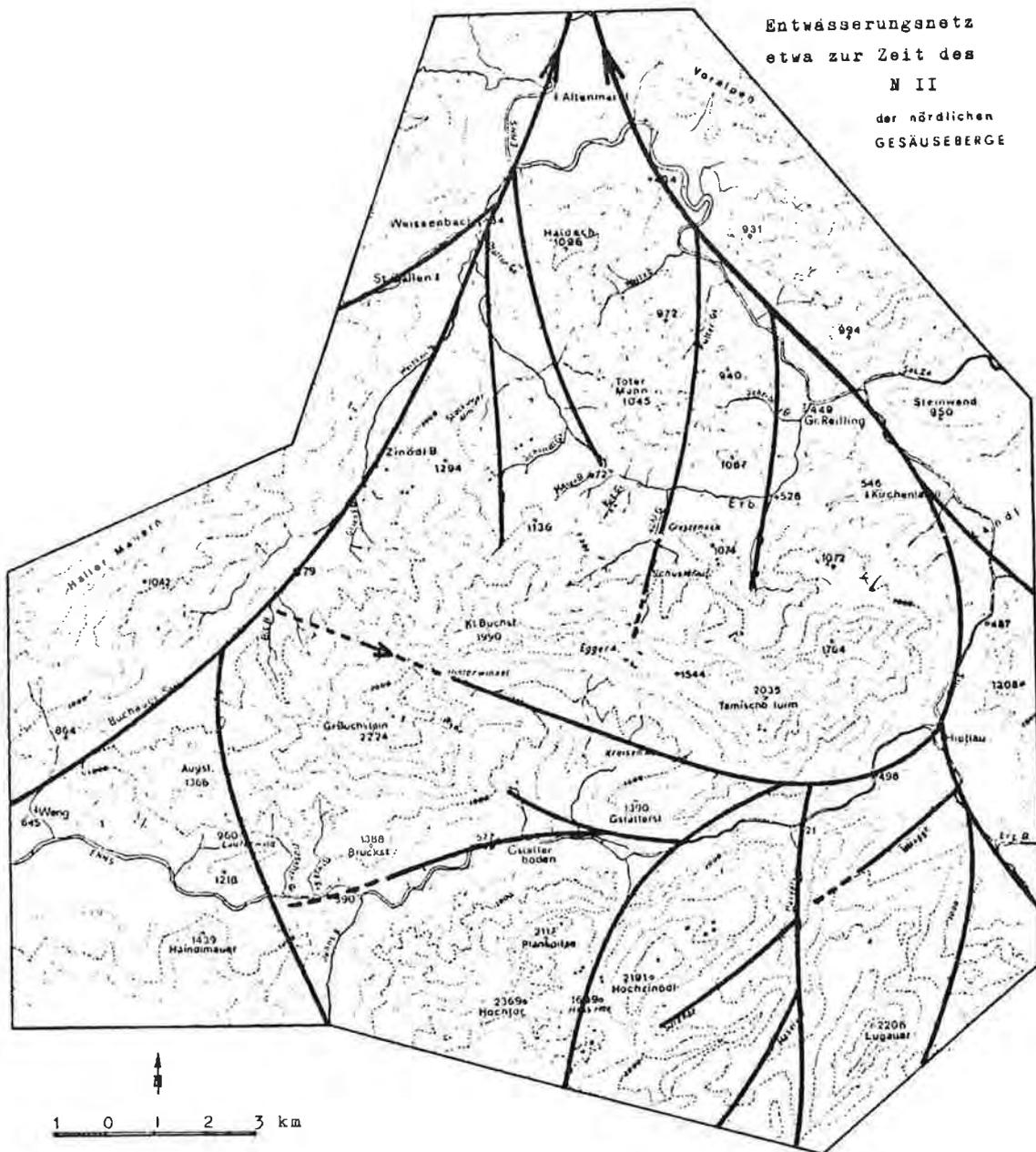
Das Entwässerungsnetz zur Zeit der Raxlandschaft war in diesem Bereich zweifellos anders entwickelt (Fig. 11). Als Fortsetzung der obersten Talschlüsse bieten sich der sanft eingemuldete Schalenkogel und Goldecksattel an. Dabei zeigt sich, daß der Waaggraben als ein ehemaliger Unterlauf des Sulzkar - Hartelsgrabengerinnes funktioniert haben könnte. Diese Ansicht "eines alten Längstales, das gegen Hieflau hinauszog" wurde auch von O. AMPFERER (1935, 104) vertreten.

Es zeigte sich somit schon im Altmiozän eine leichte Vergenz gegen Nordosten, in jenen Raum also, der heute durch das Becken von Gams - Landl gekennzeichnet ist und in den damals der Erzbach mit seinem linken Zubringer (dem ehemaligen Hartelsgraben - Waaggraben) entwässert hat.

Die Konzentration der Karstgefäßsysteme ausgerechnet auf die Zone des Gesäuseausganges hat wahrscheinlich ihre Ursache in der lithologischen Beschaffenheit und

Fig. 12:

Entwässerungsnetz
etwa zur Zeit des
N II
der nördlichen
GESÄUSEBERGE



A = 200 m

guten Verkarstungsfähigkeit des Dachsteinkalkes. Dazu kommt noch die für die Bündelung der Karstgefäßsysteme notwendige, gegen Osten abtauchende Achse der Dachsteinkalk-Synklinale. Die aufsteigenden Schenkel im Norden (Bärenstein, Dunkelsboden) und im Süden (Lugauer, Krautgartengraben) schließen nämlich als Liegendschichtglieder den gering verkarstungsfähigen Wettersteindolomit auf. Diese muldenförmige Lagerung des gegen Osten einfallenden Dachsteinkalks trug dazu bei, daß sich von hier aus die Anzapfungsmöglichkeiten ergaben, die für die Entwicklung des Gesäuselängstales maßgeblich sind (Fig. 9).

Die Verkarstung folgte natürlich dem an leichtesten löslichen Gestein, das außerdem gerade im Bereich der Scheibenfischerbrücke noch durch eine tektonische Bruchzone (Gesäusestörung) und durch eine kleine Blattverschiebung im Tamischbachturmmassiv in seinem Gefüge erheblich gestört ist.

4.4.2.3. Die Verhältnisse im Bereich des zentralen Hochtales: Heßhütte - Eggeralm

Die Inaktivierung der konsequenten Talung von der Heßfurche über die Eggeralm war ein weiterer Schritt einer durch Lösung vorbereiteten Anzapfung. Der ehemalige Unterlauf bildet heute als hochgelegene Einsattelung das Niveau der Eggeralm (Fig. 12).

4.4.2.4. Zur Frage der Entstehung des Hinterwinkels

Von den steilen Wänden des Kleinen und Großen Buchsteins umgeben, strebt das von einer NW bis W Richtung umbiegende obere Talstück des Hinterwinkels im Unterlauf fast geradlinig nach Süden.

Dieses Phänomen, von G. GEYER (1918, 12) als Großkar beschrieben, "das sich so weit zurückgeschnitten hat, daß nur mehr die Ruine des Kleinen Buchsteins und der Tieflimauer stehen blieb", dürfte seine Existenz höchstwahrscheinlich auch einem Karstprozeß verdanken.

Wenn man diesen Talschluß schon als Kar bezeichnet, dem allerdings ein charakteristischer Karboden und eine Karschwelle fehlt, so darf man aber der Eiserosion bei einem doch ziemlich kleinen Einzugsgebiet keineswegs jene Bedeutung zubilligen, wie es G. GEYER getan hat. Die Ausräumung dieser großartigen Hohlform aus einer kompakten, äußerst widerstandsfähigen Dachsteinkalkplatte muß vielmehr einem kombinierten physikalisch-chemischen Vorgang zugeschrieben werden.

Gewiß wälzte sich von diesem Felszirkus in den Kaltzeiten ein mächtiger Eisstrom herab, was durch Seitenmoränenwälle, die bis Gstatterboden reichen, belegt werden kann. Seine primäre Entstehung verdankt dieser Talschlauch aber wahrscheinlich einem Karstphänomen, was durch die hydrogeologische Aufnahme belegt werden kann: Fast im innersten Talschluß in 1.200 m Seehöhe entspringen durch die Staulage der Raiblerschichten heute noch funktionierende ansehnliche Karstquellen (Quellgruppe Gst 17 "Sieben Brunnen"). Trotz ihres nunmehr ziemlich kleinen Einzugsgebietes in den höchsten Arealen des Großen Buchsteins sind sie in der Lage, eine herbstliche Niedrigwasserschüttung von ca. 10 l/s

(September 1973) aufrechtzuerhalten. Laut Aussage des Revierjägers unterliegen sie starken Schwankungen, sinken aber nie unter den gemessenen Wert. Zur Zeit der Schneeschmelze soll sich sogar ein reißender Bach zu Tal stürzen.

Bezeichnend für eine schon früh hierher gerichtete Konzentration der Karstgefäße ist das Vorhandensein mehrerer höher gelegener Höhlen (H. HESS und E. PICHL 1966, 132).

Das Fazit aus dieser Betrachtung soll darauf abzielen, hier eine Form der Sack- oder Kesseltäler in die Genese einzubeziehen (Fig. 12).

Die Anlage eines solchen Sacktales dürfte in das frühe Jungtertiär, etwa in die Zeit des Hochtalniveaus, eingestuft werden. Wie aufgezeigt wurde, gewann zur damaligen Zeit die einsetzende Schrägstellung für die gegen Osten tendierende Entwicklung des Seichten Karsts und den unterirdischen Abzug der Wasser zunehmend an Bedeutung.

Im Zuge der karstkorrosiven Erweiterung der Einzugsgebiete fielen bald weite Teile der damals bis zum Kleinen Buchstein gespannten Karsthochfläche (O. AMPFERER 1953, 129) der Erosionsbasis des Gamser Beckens zu. Die vorerst nur durch die Niederschläge alimentierten Karstschläuche schlugen daher bevorzugt diese Richtung ein und brachten bei ihrem Zutagetreten stärkere Quellen hervor.

Erst durch eine zunehmende Tieferlegung der östlichen Vorflut dürfte es daraufhin zu den ersten Wasserverlusten der über den Buchauer Sattel fließenden Gewässer (? Urenns) gekommen sein. Die durch die aggressiven Niederschlagswasser ausgebildeten Hohlräume fungierten nun möglicherweise als Abzugswege für das ver-

sickernde Flußwasser. Es kam damit zu dem ersten schwerwiegenden Einbruch in ein fremdes Flußsystem (Fig. 12).

Die beginnende Anzapfung konnte durch einen kleinen Hebungsbetrag der Buchsteingruppe jedoch leicht wieder inaktiviert werden, sodaß die nicht verkarsteten tieferen Schichtglieder, die an der Buchauerstörung empor tauchten, die Enns wieder in ihre alte Bahn zwangen.

4.4.2.5. Zur Frage der Anzapfung des Johnsbaches

Etwa zur gleichen Zeit dürfte jene tiefliegende Vorflut im Osten eine abermalige Erweiterung ihres Einzugsbereiches verzeichnet haben. Wiederum korrosiv vorbereitet, wurde der im Süden entspringende Johnsbach diesem System tributär (Fig. 12 und 13).

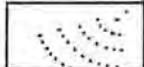
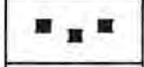
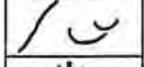
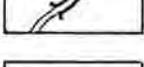
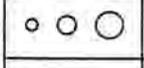
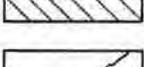
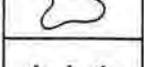
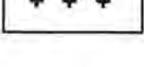
Wie schon J. SÖLCH (1928, 176) vermutete, fand der Johnsbach vor der Anzapfung seine Fortsetzung über die Einsattelung zwischen Augstein und Gsengkogel (Fig. 11). Der Bach wandte sich anscheinend zum Buchauer Sattel, wo er in die damalige Enns mündete. Ausschlaggebend dafür ist das von O. AMPFERER (1935) kartierte Tertiär-vorkommen auf dem sogenannten Huiselgseng in ca. 1.340 m Höhe. Kristalline Gerölle in dieser Lage können nur von einem konsequenten Gerinne stammen, aus einer Zeit also, wo noch kein Gesäuselängstal bestanden hat. Außerdem muß sich das Einzugsgebiet bis in das entsprechende petrographische Liefergebiet erstrecken. Zwanglos scheint hier der Johnsbach am ehesten diesen Anforderungen zu entsprechen.

Nach seinem Ursprung in der Grauwackenzone folgt dieser heute in einem kurzen subsequenten Abschnitt der Gesteinsgrenze (Grauwackenzone im S und Basis der Nördlichen Kalkalpen im N). Er biegt aber bald in eine Süd-Nord Richtung um und durchbricht die mächtig entwickelten Wettersteindolomite aber auch Wettersteinkalke der Hochtor- und Reichensteingruppe.

Für die Verifikation der unterirdischen Anzapfungen scheint mir das Vorliegen von Wettersteinkalken gerade im Bereich der heutigen Einmündung in die Enns von grundlegender Wichtigkeit zu sein (Tafel I). Einen Anhaltspunkt, daß der Wettersteinkalk des Buchsteins in der Verkarstungsfähigkeit dem Dachsteinkalk gleichkommt, geben großlumige Karstschläuche und die Existenz einer Höhle oberhalb der Haltestelle Johnsbach neben bereits von J. FLACK (1972, 35) beschriebenen Höhlen an der Ostseite des Brucksteins.

Der sich weit gegen Westen erstreckende Einzugsbereich der Vorflut des Gamser Beckens erreichte bald jene Stelle, wo der Johnsbach bis dahin unbehindert nach Norden zum Buchauer Sattel strebte. Durch Korrosion und Klüftung vorbereitet, erfolgte der unterirdische Abfluß großlumig, sodaß einer vollständigen Anzapfung und Umlenkung nichts mehr im Wege stand. Der inaktiv gewordene Taltorso (Huiselgseng) blieb bei den nachfolgenden Höferschaltungen als Trockental zurück und wurde durch die jüngeren exogenen Kräfte beinahe vollständig aufgezehrt (Tafel II).

LEGENDE zur GEOMORPHOLOGISCHEN KARTE
(Tafel II)

1		Schutthalden, Schwemmkegel
2		Blockschutt
3		Wandbildungen, Schichtköpfe
4		Türmchenbildung im Dolomit
5		tiefe, wasserlose Gräben (Steinschlagrinnen)
6		Erratische Blöcke
7		Seiten- u. Endmoränen
8		Kare, Karoide
9		Schotterterrasse (Terrassenrand)
10		epigenetische Durchbrüche
11		Quellen a) 0,01-0,4 b) 0,4-2,0 c) >2,0 L/sek
12		Höhle
13		Doline
14		Karstwanne
15		Trockental
16		Karren
17		Stufe im Tallängsprofil
18		Altflächenreste
19		Augensteine



LEGENDE

-  Schuttkegel
-  Blockschutt
-  Wandbildungen
-  Dolomiturmchen
-  Hohle, wasserlose Gräben, Steinschlagrinnen
-  Kretzische Blöcke
-  Säulen- u. Endmoränen
-  Kare
-  Terrassen
-  Epigenese
-  Quellen
-  Höhle
-  Doline
-  Karstwanne
-  Tröckental
-  Karren
-  Stufe im Talängsprofil
-  Auffälliges Profil
-  Augenstein

GEOMORPHOL. KARTE
der nördlichen
GESAUSEBERGE

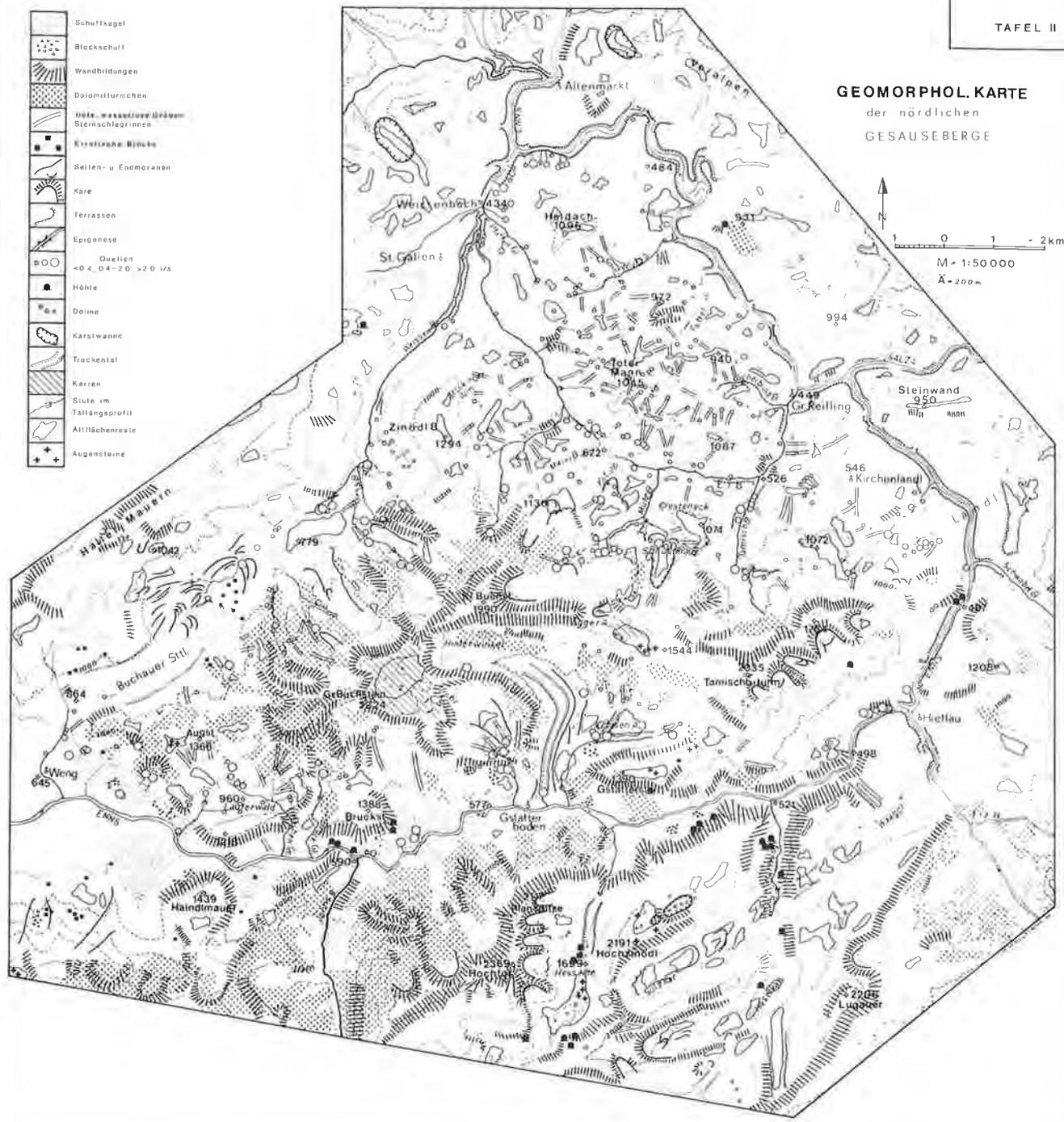
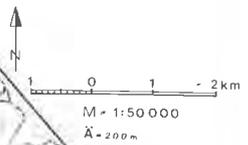
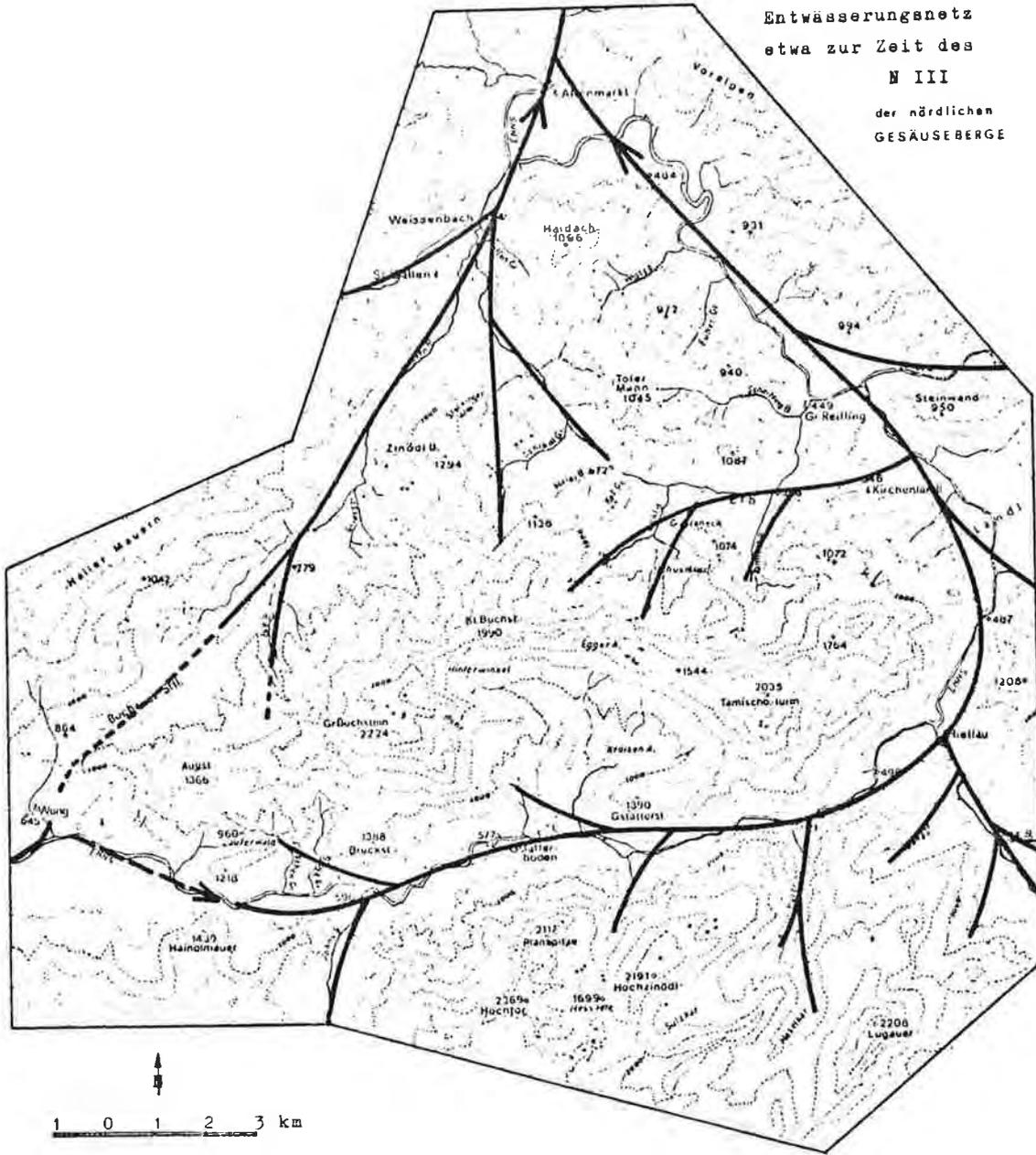


Fig. 13:

Entwässerungsnetz
etwa zur Zeit des
N III
der nördlichen
GESÄUSEBERGE



1 0 1 2 3 km

Ä = 200 m

4.4.2.6. Zum Problem der Ausschaltung des Ennslaufes über den Buchauer Sattel bzw. die Entstehung des subsequenten Gesäusedurchbruches

Die um ihr Einzugsgebiet immer mehr verkleinerte Urenns über den Buchauer Sattel dürfte bald selbst Wasserverluste in ihrem undicht werdenden Bett erlitten haben.

Durch die Tektonik vorbereitet, die Gesäusestörung wurde im Sinne eines Talzuschubes wieder aktiviert, konnte eine weiter gegen Westen fortschreitende Unterhöhlung und Eintiefung des neu entstehenden, subsequenten Gesäusesacktales einhergehen. Dazu kam der für die Verkarstung günstige Fall, daß gerade im Bereich des heutigen Gesäuseeinganges die hochverkarstungsfähigen Dachstein- und Wettersteinkalkgleitmassen (Himbeerstein, Haindlmauer) sowohl vom Norden, wie von der Reichensteingruppe im Süden, möglicherweise gravitativ bis in die tiefsten Tallagen zu liegen kamen. Da ein Talzuschub aber schon eine Einkerbung voraussetzt, muß für die damalige Entwicklung eher ein Zurückbleiben in der Hebung angenommen werden.

Die Relativität der Bewegungen hat auf den Fortschritt der Verkarstung keinen Einfluß, im Gegenteil, sie förderte die Unterhöhlung durch Gefügelockerung.

Unter diesen Umständen ist es erklärlich, daß die Talanlage gerade an dieser Stelle ihren Ausgang nahm. Es ist nicht verwunderlich, daß die unterirdische Verkarstung den leichtesten Weg gewählt hat und diese schmale Kalkzone inmitten der mächtigen Dolomitmassive (im Norden: Augstein und Gsengkogel; im Süden: Turmstein und Haindlwaldspitz) oder gar Werfenerschichten (Admonter Schuppenzone im Südwesten) durchhöhlte.

In weiterer Konsequenz muß man für das obere Ennstal bei einem immer mehr an Bedeutung verlierenden Laufabschnitt über den Buchauer Sattel das Stadium eines blind mündenden Tales annehmen (Fig.13).

Natürlich erfolgte die Anzapfung und Einbindung in die Gesäuselängstalrichtung sukzessive unter anfänglichen Wasserverlusten im Gerinnebett (wie im Falle der rezenten Donau) über die Entwicklung eines Höhlenflusses (ähnlich der heutigen Reka) bis zur endgültigen Ausbildung eines schluchtartigen Tales durch Versturz der durch Störungen und Abscherungsflächen geschwächten Höhlendecke (in Anlehnung an die Theorie E.SPENGLERS für die Traun).

4.5. Aktualgeomorphologie

Die Verteilung und Ausbildung der Elemente der rezenten Formenwelt ist Tafel II zu entnehmen.

Deutlich kommt die für verschiedene Gesteine typische Verwitterungsform und -anfälligkeit zum Ausdruck. Während der Hauptdolomit vornehmlich die charakteristischen Züge einer Zerschneidung in der Art von Rinnen und Kerbtälchen zeigt, hebt sich der Wettersteindolomit durch Dolomittürmchen ab. Auch eine starke Schuttverhüllung ist ihm eigen. Im Gegensatz dazu zeichnen den Dachsteinkalk mächtige Felswände aus. Es fällt dabei auf, daß - im Vergleich zu anderen Gebirgsstöcken der Nördlichen Kalkalpen - relativ wenig Karstklein-

formen ausgebildet sind. Dies kann auf den Kettengebirgstypus mit daraus folgenden steilen Hängen und den Mangel an größeren Verebnungsflächen (Hochkarstplateaus) zurückgeführt werden.

Ponore konnten nicht ausfindig gemacht werden, was aber keineswegs als Gegenbeweis für einen unterirdischen Abzug der Wasser aufgefaßt werden darf. Es mangelt lediglich an hochgelegenen dichten Gerinnebetten und an der Größe der für die Ausbildung von Ponoren notwendigen Einzugsgebiete. Bei länger anhaltenden Niederschlägen oder ausgeprägter Schneeschmelze soll auf der Egger Alm ein Wasserlauf in einer Felsdoline zur Versickerung gelangen. Die Größe der wenigen Dolinen bewegt sich meist nur im Meter- bis Zehnermeterbereich.

Die Form eines Uvalas oder gar ein geöffnetes Polje kann für die hochgelegene Verebnung der Schusterau im oberen Mühlbach ins Kalkül gezogen werden, da sonst der vollkommen ebene Almboden kaum erklärbar ist.

Die Verteilung der Niveaus und die eventuelle Abhängigkeit der rezente unterirdischen Entwässerung wird im Spezialteil (Kap. 8.1.) behandelt.

Auffallend ist in diesem Zusammenhang eine Häufung von horizontalen Höhlengängen im Bereich des Brucksteins, der Zinödl-Nordabstürze und des Hartelsgrabens (J. FLACK 1972, 35; E. STRAKA 1973, 3 und 1975, 2¹ff), die in etwa 220 m über der rezente Vorflut (ca. 750 m Sh) die Existenz eines jungtertiären Entwässerungssystems belegen würden.

5. Quartärgeologie

Aufbauend auf die Ergebnisse A. PENCKs und E. BRÜCKNERs (1909), die durch jüngere Untersuchungen bestätigt wurden (E. WOLFRAM 1940, G. SPAUN 1963 und D. v. HUSEN 1967), möchte ich in diesem Rahmen nur ein Resumé der Meinungen darlegen.

5.1. Das Mittel- und ältere Jungpleistozän

Für die älteren Kaltzeiten einschließlich der Rißeiszeit wird allgemein angenommen, daß die Gletscher in der Lage waren, die lokale Vergletscherung der Gesäuseberge zu überwinden.

Ältere kaltzeitliche Hinterlassenschaften finden sich in Form von Grundmoränen dem präglazialen Talboden (ca. in 150 m über der rezenten Vorflut) aufgelagert.

Lediglich bei der Deutung der höchsten Schotter muß D. v. HUSEN (1967, 255) A. PENCK & E. BRÜCKNER widersprechen. Er stellt die Deckenschotter auf Grund der petrographischen Zusammensetzung der Komponenten in das Mindelglazial. Auf Grund der gleichen Ausdehnung des Mindel- und Rißgletschers - A. PENCK & E. BRÜCKNER (1909, 229) nehmen sogar an, daß die Mindel-Vergletscherung noch etwas weiter gereicht habe - folgert D. v. HUSEN (1967, 256), daß diesen beiden Vorstößen die gleiche Mächtigkeit und Zusammensetzung der Geröllfracht zukommen muß. Durch das Überwiegen kristalliner Komponenten einerseits in der Hochterrasse, andererseits auch in den fraglichen Deckenschottern, komme dafür nur die besprochene Alterseinstufung in Frage.

5.2. Das Jungpleistozän (Würm)

Auch die Rekonstruktion des Ausmaßes der letzten Großvereisung bereitete Schwierigkeiten.

Die Auffassung O. AMPFERERs (1935, 27), wonach der würmkaltzeitliche Ferngletscher am Gesäuseeingang blockiert worden wäre, ist in Anbetracht der gewaltigen Gletschermächtigkeit von 300 m (D.v.HUSEN),

>400 m (G.SPAUN) bzw.

400 - 500 m (O.AMPFERER) im Bereich des Admonter Beckens nicht mehr haltbar (G. SPAUN 1963, 172 und D.v.HUSEN 1967, 262). Mit A. PENCK & E. BRÜCKNER (1909, 229f) kann das Zungenende des mittleren Astes des Ennsgletschers auf die Stelle der Einmündung des Hartelsgrabens festgelegt werden. Die Enge des Tales ist der Erhaltung schön geschwungener Endmoränenwälle abträglich.

In diesem Zusammenhang erscheint mir die von A.TORNQUIST (1915, 211) gemachte Feststellung wesentlich, daß das Ennstal vor der letzten Großvereisung (im Rib/Würm-Interglazial) um einige 10er Meter unter der heutigen Talsohle ausgeräumt wurde. Die rezente Enns arbeitet daran, die würmkaltzeitliche Schotterauffüllung zu durchschneiden. Bis jetzt konnte das Anstehende noch nicht erreicht werden. An einigen Stellen fand die Enns nicht mehr ihr altes Bett und schnitt dabei die von G. SPAUN (1963, 175ff) beschriebenen epigenetischen Durchbrüche ein (Tafel II).

6. Morphometrie

6.1. Die Reliefenergie

Drei morphologische Bereiche lassen sich hinsichtlich der maximal erreichten Reliefenergie ausscheiden (Tafel III).

I) Die Gesäusehochalpen werden mit relativen Höhen bis maximal ca. 980 m/0,25 qkm als Einheit herausgestellt. Es fällt dabei auf, daß sich der Bereich der größten Höhendifferenzen mit dem Auftreten des Dachsteinkalkes deckt.

II) Die voralpine Reifflinger Scholle wird einerseits nur durch mäßige Höhenunterschiede (maximal 400 m pro Viertelquadratkilometer) gekennzeichnet, andererseits fällt besonders die Konstanz der Reliefenergie über größere Bereiche auf. Es wird dabei die bisweilen tief eingekerbte, weil äußerst dichte Zerschneidung unterdrückt. Die Gleichmäßigkeit dieser für den Hauptdolomit typischen Landschaft rechtfertigt es, sie als selbständigen Typus anzusehen.

III) Die Becken- bzw. Senkungszonen, Tallandschaften und ausgedehnten Verebnungsflächen.

Unter den Beckenlandschaften werden die randlich angeordneten, großräumig ausgebildeten Weitungen durch geringe Werte der Reliefenergie (10 - 140 m/0,25 qkm) erfaßt. Dazu gehören das Admonter-Becken und die über das Kartenblatt hinausreichende Einsenkung des Beckens von Landl und Gams.

Die Talschaften, sofern sie eine gewisse Breite einnehmen, besitzen großlandschaftliche Eigenständigkeit. Als klar verfolgbare Tiefenlinien werden im Maßstab

der Reliefenergiekarte nur das untere Ennstal etwa ab Hieflau und das Hochtal, das vom Buchauer Sattel ausgeht, hervorgehoben.

Bei reifer Ausgestaltung und großer Ausdehnung sind Verebnungsflächen der jungtertiären Entwässerungssysteme in der Reliefenergie-darstellung erkennbar. Wenn sie auch meist wegen der Größe der Bezugsflächen in den Hintergrund gerückt werden, so bleiben diese Zeugen eines ehemaligen Entwicklungsstadiums im heutigen Bau des Hochgebirges formenbestimmend.

6.2. Die hypsographischen Kurven

Zum Zweck eines Vergleiches wurden wiederum vom bearbeiteten Gebiet drei hypsographische Kurven erstellt. (Fig. 14 - 16).

Wegen der Flächendominanz der Gesäusehochalpen wird die Gesamtkurve hauptsächlich davon geprägt. Es fällt dabei auf, daß die tiefsten Areale (bis 600 m Sh) der eigentlichen Gesäuseberge flächenmäßig stark zurücktreten. Dafür sind die tiefeingeschnittenen Kerbtäler ohne Auengelände und der - im Vergleich zur hochalpinen Fläche - relative Mangel an Terrassen verantwortlich.

Der Anstieg der Gesamtarealskurve wird dagegen eindeutig von den breiten Niederterrassen des Ennsquertales bestimmt. Diese Terrassenlandschaft hat nämlich zu 13,2 % Anteil an der Gesamtfläche der Reiflinger Scholle.

Entsprechend der weiten Verbreitung und der größten Häufigkeit der Verebnungsflächen bis etwa 1.100 m Sh besitzen die Gebietskurven eine deutlich ausgebildete

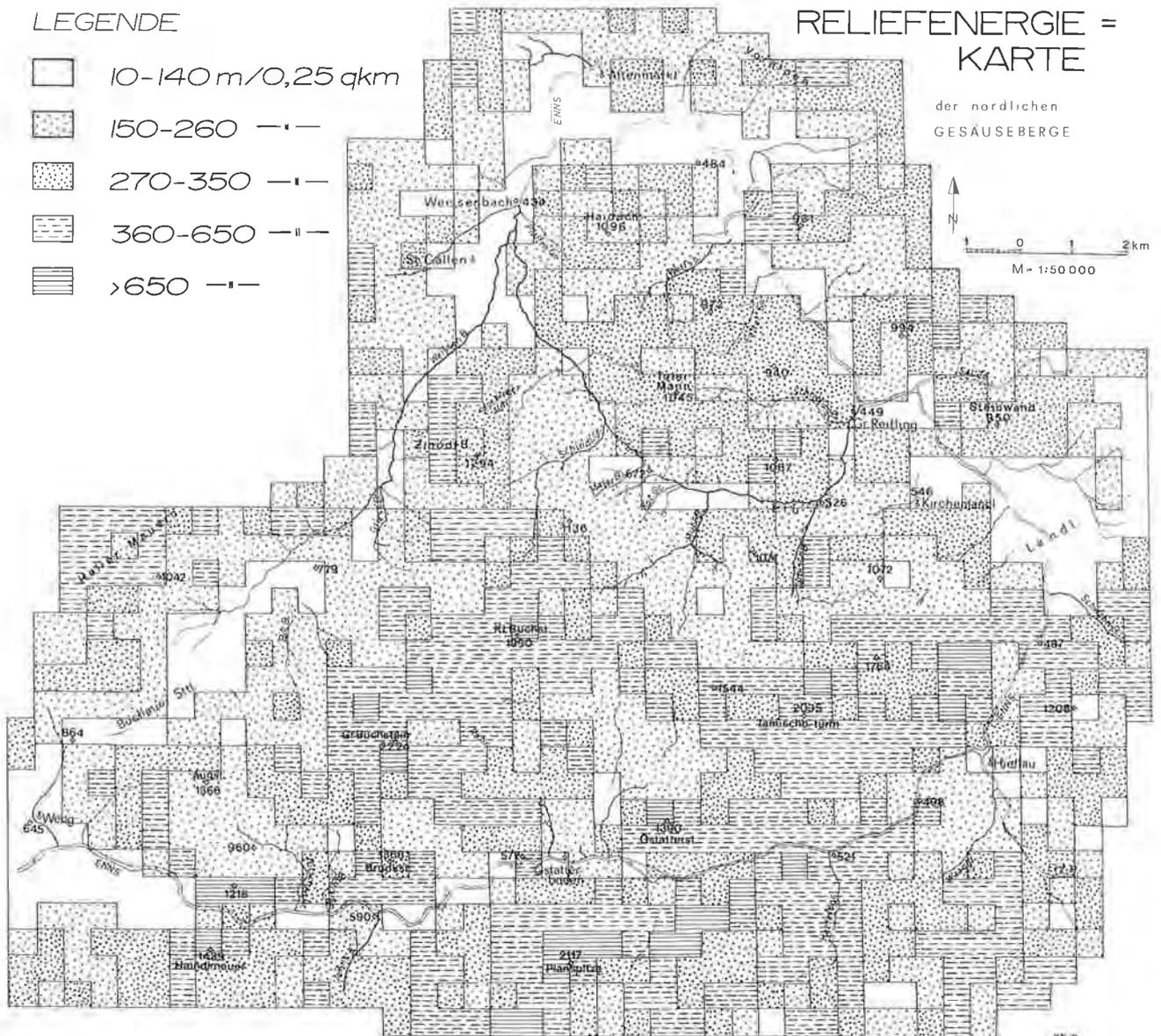
TAFEL III

LEGENDE

-  10-140 m / 0,25 qkm
-  150-260 —·—·
-  270-350 —|—|
-  360-650 —||—||
-  >650 —|—|

RELIEFENERGIE = KARTE

der nördlichen
GESÄUSEBERGE



H i s t o =
g r a m m

Fig. 14: H y p s o g r a p h i s c h e K u r v e
des Gesamtgebietes (mttl. Höhe = 947 m)

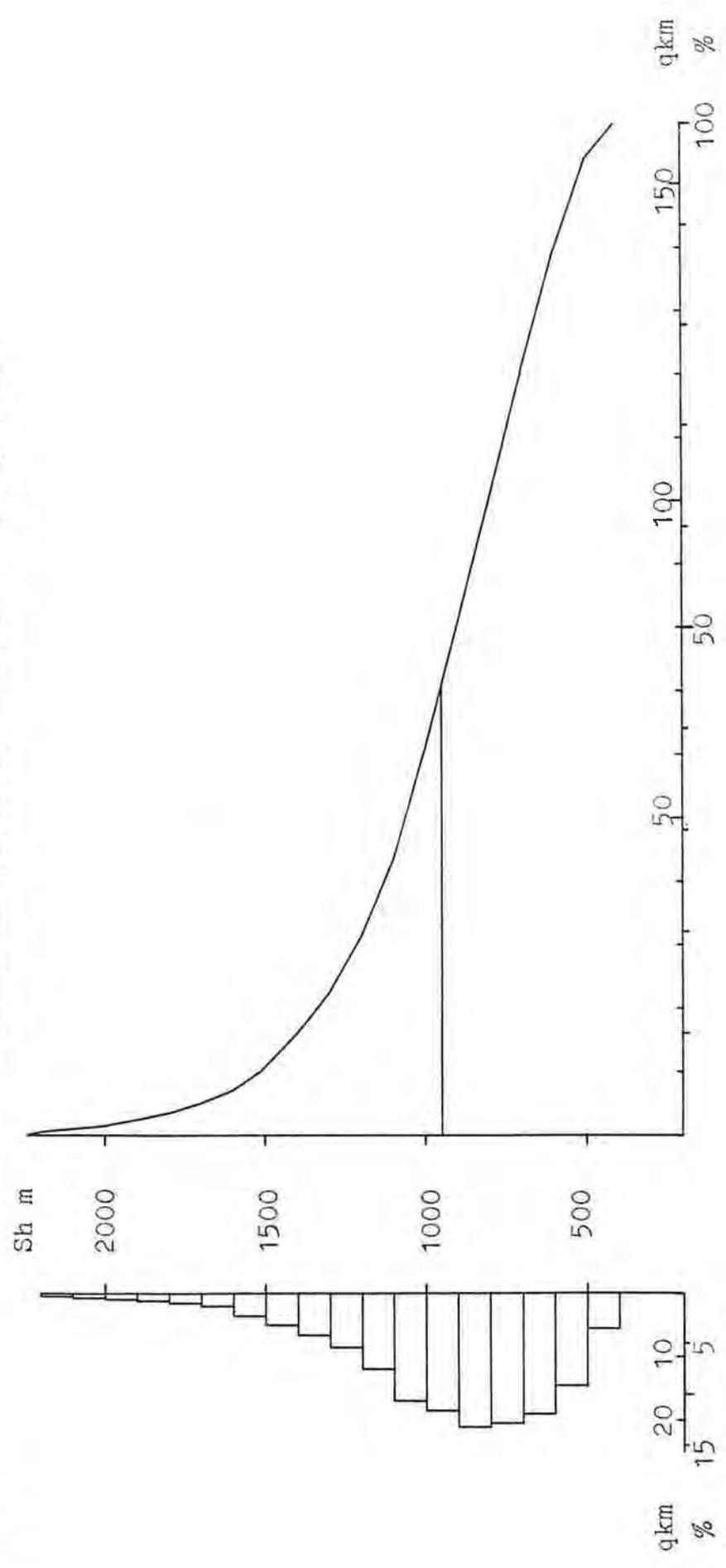


Fig. 15: Die hypsographische Kurve der

BUCHSTEIN- und
TAMISCHBACHTURMGROPPE

$H_m = 1006 \text{ m}$

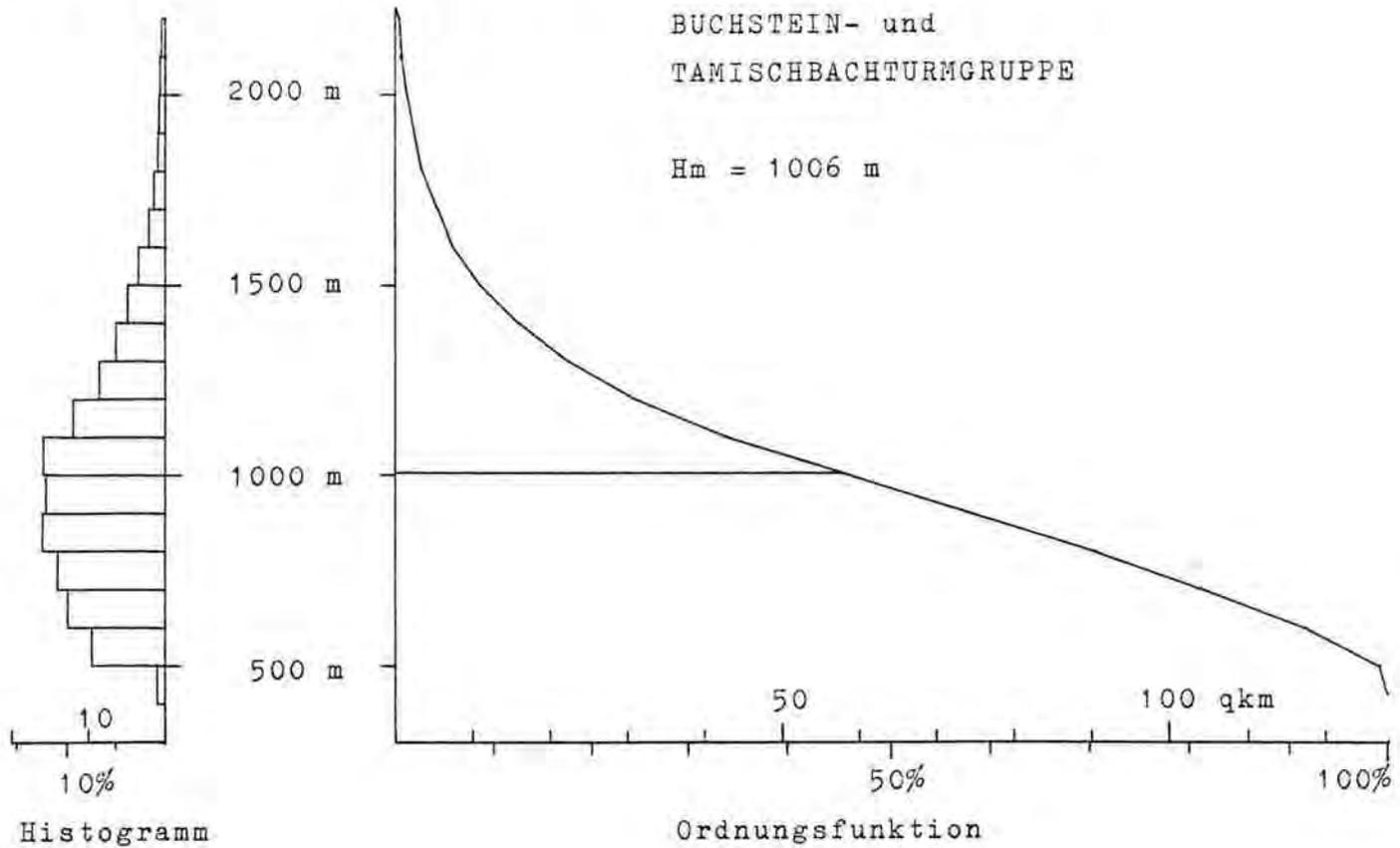
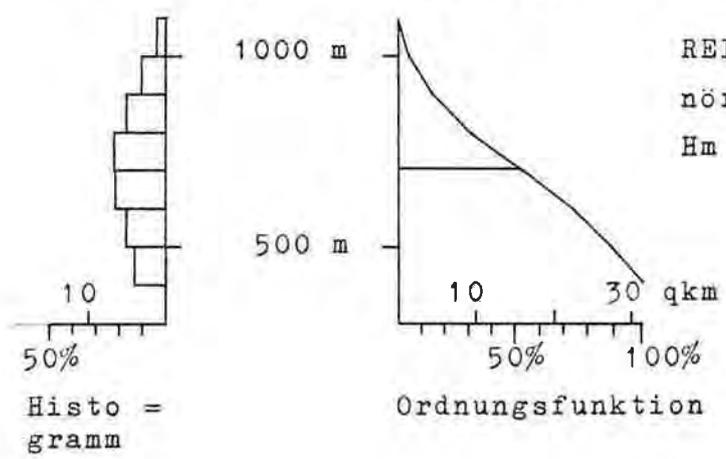


Fig. 16: Die hypsographische Kurve der

REIFLINGER SCHOLLE
nördlich der Erb

$H_m = 705 \text{ m}$



Mittelzone. Auf den Bereich von 600 m bis 1.100 m Sh fallen im Gesamtgebiet 60 % der Fläche. Während die Reiflinger Scholle sogar zu 71 % davon eingenommen wird, hat diese Zone auf die Gesäuseberge allein bezogen mit 57 % noch immer einen wesentlichen Anteil.

Es fällt dabei auf, daß die Trittflächen der 100 m Höhenstufen in dieser Mittelzone alle etwa gleich groß (17 - 21 qkm) sind (vgl. die Darstellung in den Histogrammen). Dies läßt den Schluß zu, daß wir es in diesem Höhenbereich, neben der gleichmäßigen Flächenverteilung, mit einer - auf Grund der absoluten Flächengröße - reif ausgestalteten Landschaft zu tun haben. Wie im folgenden zum Ausdruck kommen wird, liegen fast sämtliche Verebnungsflächen und der Großteil der Quellaustritte in dieser Mittelzone.

Dem beherrschenden Auftreten des Dachsteinkalks etwa ab einer Höhe von 1.200 m entspricht die stete Flächenabnahme des obersten Kurvenabschnittes.

Wie schon erwähnt, neigt dieses Gestein vornehmlich zu Wandbildungen und hat nur in den höchsten Zonen als vererbte Relikte die Altlandschaften bewahrt. Da diese jedoch kaum über einen Prozent der Gesamtfläche hinausgehen, können sie den Verlauf der Kurve nicht entscheidend beeinflussen.

7. Das Klima

Das Gebiet kann auf Grund der Lage und der Offenheit gegenüber den ozeanischen Strömungen aus dem West- bis Nord-Sektor, für die es ein Staugebiet darstellt, mit den Charakteristika des nordalpinen Raumes nach H. WAKONIGG (1970, 195) verglichen werden.

Obwohl der Süd- bis Südwestteil (Admont - Gesäuseeingang) schon im Regenschatten der Nordalpen liegt, unterscheidet er sich nur durch die besonderen Eigenschaften des Beckenklimas vom obengenannten Raum. Dabei ist in erster Linie die ausgeprägte Inversion im Herbst und Winter bei Strahlungswetter zu erwähnen. Die Kontinentalität wird durch eine größere mittlere Jahrestemperturschwankung zum Ausdruck gebracht. Ein weiterer Unterschied des Längstalbeckens liegt in der geringeren Niederschlagsfracht im Vergleich zu dem eigentlichen Nordalpen-Staugebiet (Fig. 17).

7.1. Das jahreszeitliche Auftreten und die Wirksamkeit der Wetterlagen

Winter:

Das bearbeitete Gebiet empfängt auf Grund der großen Häufigkeit der horizontalen Strömungen (W, NW und N), die durch die tiefliegende Kondensationshöhe in dieser Jahreszeit bei einer Stauwirkung stärker zur Geltung kommen als die zyklonalen Wetterlagen eine große Niederschlagsmenge. Die Niederschlagsbereitschaft ist mit 69 % sehr hoch (H. WAKONIGG 1970, 195).

Um nichts weniger steht dem die Gruppe der Tiefdrucklagen nach, die immerhin 60 % Niederschlagsbereitschaft aufweisen. Beide Gruppen (Strömung und Zyklonalität) zusammen machen 43 % der Wintertage aus, bestimmen aber durch ihre hohe Bereitschaft 68 % aller Niederschlagstage.

Das Facit sind tage- bis wochenlange Niederschlagsperioden mit stürmischen Schnee- und Regenfällen.

Auf die sich daraus ergebende wichtige hydrologische und wasserwirtschaftliche Konsequenz wird im folgenden noch näher eingegangen.

Die antizyklonalen Wetterlagen bewirken im allgemeinen heiteres und ruhiges Strahlungs- und Inversionswetter.

Ebenfalls durch Niederschlagslosigkeit, die aber durch die Leelage bzw. durch die Föhnfälle zustande kommt, zeichnen sich die Wetterlagen aus dem südlichen Sektor (S, SW, TB, TSW und TwM) aus.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß äußerst wechselhaftes, vor allem aber niederschlagsreiches Wetter den nordalpinen Winter bestimmt.

Frühjahr:

Es unterscheidet sich neben einem Zurücktreten der Temperaturumkehr nur wenig vom Winter. Der Rückgang in der Niederschlagswirksamkeit der horizontalen Strömungen, dem aber eine geringfügige Zunahme der Tiefdrucklagen gegenübersteht, wird durch die hohe Niederschlagswirkung extrem kalter Wetterlagen (NW, N und Vb) wettgemacht. Schneefälle bis in die Täler herab sind im Frühjahr keine Seltenheit. Damit ist im allgemeinen eine starke Verzögerung des Endes der Schneebedeckung bis weit in den April verbunden.

Sommer:

Die Bedeutung der horizontalen Strömungen und ihre Niederschlagsmenge nimmt gegen die wärmere Jahreszeit ab. Ihr jahreszeitliches Maximum erreichen dagegen die zyklonalen Wetterlagen. Dem Umstand, daß beide Wetterlagengruppen gerade im Sommer beherrschend auftreten, ist es zuzuschreiben, daß mehr als 50 % der Sommertage als Regentage zu werten sind. Es treten dabei weniger Gewitter als vielmehr anhaltende Landregen in Erscheinung.

In Zusammenhang mit derartigen versickerungswirksamen Dauerregen und der weit bis in den Sommer hinein wirkenden Schneeschmelze kommt dieser Jahreszeit noch immer ein relativ hoher Abflußprozentsatz zu.

Herbst:

Diese Jahreszeit verdankt ihre Beständigkeit und Niederschlagsarmut den vorwiegend wetterbestimmenden Hochdrucklagen. Nicht zuletzt geht diese Gunst auf das oftmalige Auftreten von Föhnfällen zurück.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die horizontalen Strömungen, als nordalpine Niederschlagsbringer ansprechbar, in allen Jahreszeiten Schlechtwetter bringen. Dazu gesellen sich die gesamtalpinen Niederschlagslagen (die zyklonalen Wetterlagen), deren Wirkung in der wärmeren Jahreszeit größer ist. Dagegen sind die antizyklonalen Lagen und Südströmungen im großen und ganzen für diesen Bereich als Schönwetterlagen zu werten.

7.2. Niederschlag

7.2.1. Der mittlere Jahresniederschlag

Die Probleme bei der Niederschlagsdarstellung (Fig. 17) liegen darin begründet, daß die Generalisierung und der kleine Maßstab der verwendeten Niederschlagskarte von Österreich (Normaljahr 1901 - 1950) für lokale Verhältnisse keine exakte Interpretation gestattet. Die Schwierigkeit der Erstellung und die Unsicherheit der tatsächlichen Größe des Niederschlagsgradienten geht nicht zuletzt auf das vorliegende Beobachtungsnetz zurück (Fig. 18).

Im näheren Bereich der Gesäuseberge existieren außer einer Anzahl zwar gut eingerichteter Talstationen keine repräsentativen Höhenstationen.

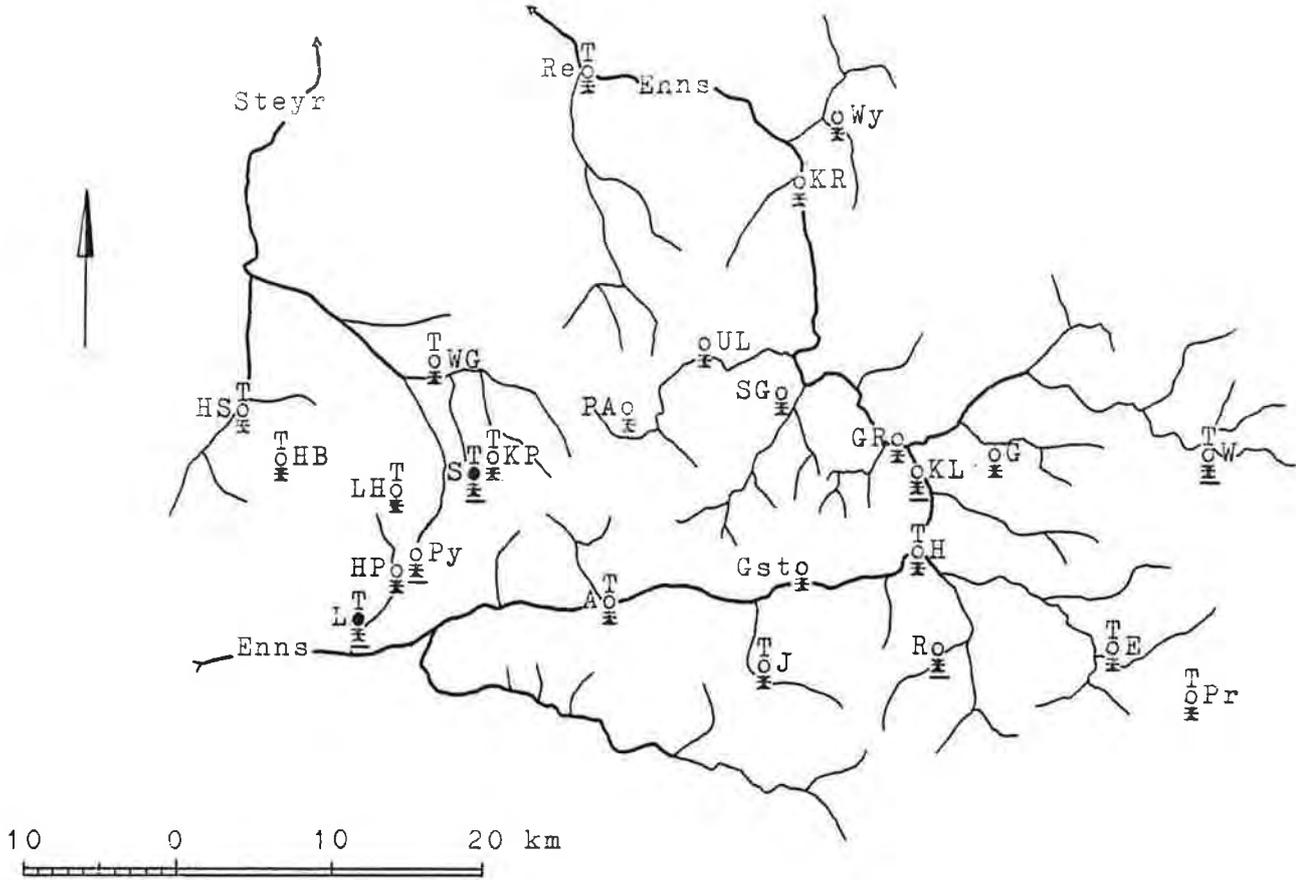
Der Versuch, dieses Manko durch die Aufstellung mehrerer Niederschlagstotalisatoren wettzumachen, war insofern von vornherein problematisch, da die kurze Beobachtungszeit (Mitte April bis Mitte Oktober 1974) und die periodische, manchmal wöchentliche Ablesung keine allgemeingültigen Aussagen über das Lokalklima gestatten. In Tab. 5 wird zu Dokumentationszwecken der Vergleich mit den amtlichen Stationen und der jeweilige Gradient ausgewiesen.

Für eine überschlägige Berechnung der Niederschlagsmenge hat sich die Karte der auf den Meeresspiegel reduzierten Niederschlagshöhen von H. KREPS (Fig. 19) als günstig erwiesen. Unter Anwendung der Formel:

$$\bar{N} = N_{\text{red}} + \frac{Hm}{2}$$

kann dabei für jeden Punkt im Gelände - bei bekannter Seehöhe (Hm) - die mittlere jährliche Niederschlagssumme (\bar{N}) errechnet werden.

Fig. 18: Das Stationsnetz im Bereich der mittleren Enns.



- o Regenmesser
- -"- schreiber
- T Temperaturmeßstelle
- * Schneehöhenmeßstelle
- ± Wasserwertmeßstelle

Kurz= bez.	Station	Sh	Beob. Beginn			Kurz= bez.	Station	Sh	Beob. Beginn		
			Temp	N	Schnee				Temp	N	Schnee
Re	Reichraming	380	1896	1895	1947	WB	Weichselb.	680	--	1895	1897
KR	Kleinreifling	400	--	1895	1937	E	Eisenerz	745	1901	1877	1897
Wy	Weyer	400	--	1880	1897	G	Gams ^{†)}	750	--	1901	1900
H	Hieflau	492	1925	1895	1935	J	Johnsbach ^{††)}	773	1881	1891	1900
KL	Kirchenlandl	510	--	1952	1951	R	Radmer	800	--	1892	1897
SG	St.Gallen ^{†††)}	513	--	1911	1900	HP	Hasseck/P.	889	--	1901	1900
UL	Unterlaussa	535	--	1895	1905	PA	Pugl Alm	910	--	1930	1931
Gst	Gstatterboden	560	--	1935	1936	Py	Fyhrnpaß	945	--	1915	1915
HS	Hinterstoder	590	1896	1895	1911	P	Pötschen	1000	--	1945	1947
GR	Großreifling	428	--	1931	1930	KP	Kl.Pyhrgas	1010	1930	1930	1930
WG	Windischg.	601	1896	1877	1900	Pr	Präbichl	1227	1898	1897	1908
W	Wildalpen	610	1896	1877	1897	Sch	Schönb.A.	1350	1957	1954	1955
A	Admont	615	1896	1853	1897	HB	Huttererb.	1380	1960	1950	1951
T	Tamischbach	626	--	--	1896	LH	Linzer H.	1400	1955	1933	1934
S	Spital/P.	660	1896	1895	1897	F	Feuerkogel	1598	1901	1929	1931
L	Liezen	660	1960	1895	1901	HH	Th.K.Hollh.	1609	1933	1933	1936
						AH	Appelhaus	1660	1954	1954	1954

†) bis 1910 ††) bis 1930 †††) bis 1940

Tab. 5: Die Niederschlagszunahme lokaler Bereiche für den Zeitraum
16.4.1974 - 29.9.1974

h_N [mm]

I) Admont (A) 615 m Sh - Lederer Alm/Lauferwald (Ritschengraben Ri) 954 m Sh

	12.4.74- -2.5.74	2.5.74- -1.6.74	1.6.74- -4.7.74	4.7.74- -3.8.74	3.8.74- -7.9.74	7.9.74- -29.9.74	12.4.74- -29.9.74
A	41,9	120,2	185,3	173,0	82,1	58,7	661,2
Ri	75,9	133,3	210,1	199,9	89,5	55,0	763,7

II) Gstatterboden (Gst) 560 m Sh - Niederscheiben Alm (NA) 900 m Sh

	16.4.74- -5.5.74	5.5.74- -9.6.74	9.6.74- -2.7.74	2.7.74- -7.8.74	7.8.74- -31.8.74	31.8.74- -27.9.74	16.4.74- -27.9.74
Gst	62,2	144,5	224,7	296,3	88,0	107,8	923,5
NA	77,0	153,0	226,0	343,5	104,5	108,0	1012,0

III) Kirchenlandl (KL) 510 m Sh - Hochbrandreith (Tamischbach T) 890 m Sh

	12.4.74- -2.5.74	2.5.74- -2.6.74	2.6.74- -2.7.74	2.7.74- -3.8.74	3.8.74- -11.9.74	11.9.74- -29.9.74	12.4.74- -29.9.74
KL	67,4	152,6	226,3	171,6	68,2	64,4	750,5
T	88,0	183,5	258,5	161,0	57,5	83,0	831,5

IV) Kirchenlandl (KL) 510 m Sh - Schusterau (Mühlbach M) 925 m Sh

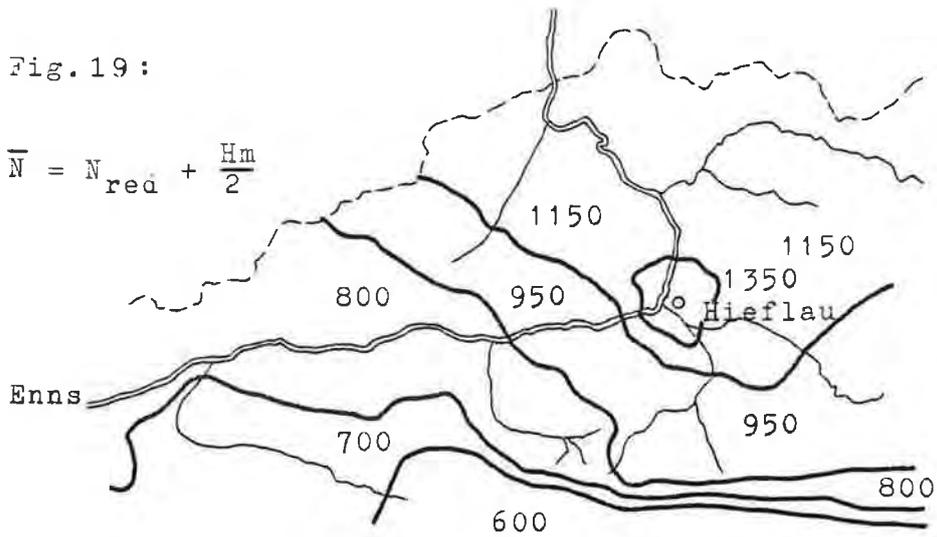
	12.4.74- -3.5.74	3.5.74- -2.6.74	2.6.74- -2.7.74	2.7.74- -3.8.74	3.8.74- -11.9.74	11.9.74- -28.9.74	12.4.74- -28.9.74
KL	66,7	152,6	226,3	171,6	68,2	61,5	746,9
M	87,5	162,5	244,0	180,0	50,0	65,0	789,0

V) Kirchenlandl (KL) 510 m Sh - St.Gallen (SG) 515 m Sh

	14.4.74- -30.4.74	1.5.74- -31.5.74	1.6.74- -30.6.74	1.7.74- -31.7.74	1.8.74- -31.8.74	1.9.74- -30.9.74	14.4.74- -30.9.74
KL	42,0	167,9	225,7	140,5	99,3	75,5	750,9
SG	44,0	174,0	260,0	161,0	77,0	88,0	804,0

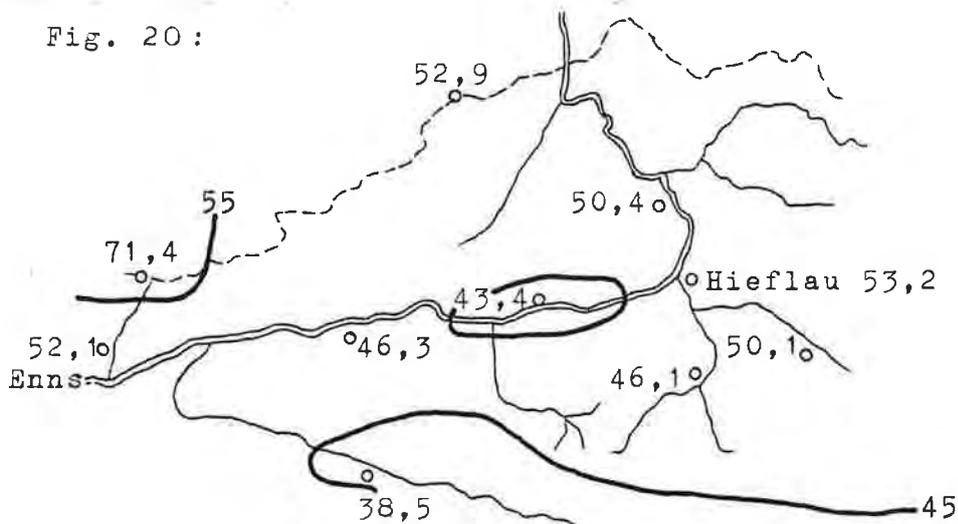
Fig. 19:

$$\bar{N} = N_{\text{red}} + \frac{H_m}{2}$$



Reduzierte Jahresniederschläge 1901 - 1950 nach H.Kreps.
 \bar{N} = effektiver mittl. Jahresniederschlag (mm)
 Hm = mittl. Seehöhe (m)

Fig. 20:



Die Summe der Winterniederschläge (XII, I, II) in % der Sommer-
 niederschläge (VI, VII, VIII) - 1901 - 1960 - nach J.Zötl.

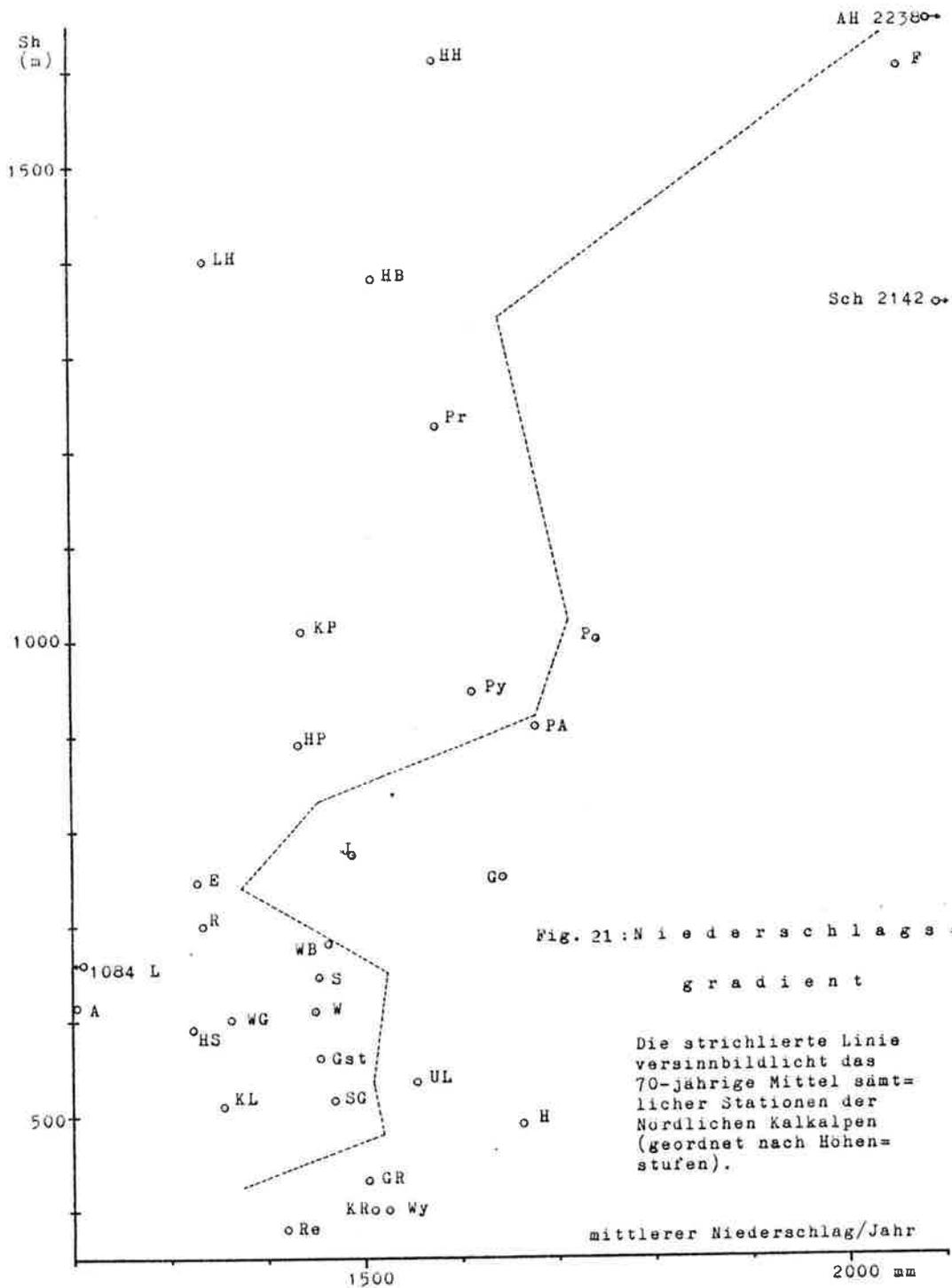
Die Niederschlagsbegünstigung (N_{red}) der Kalkvoralpen drückt sich wegen der außerordentlichen Höhendiskrepanz (Fig. 15 und 16) keineswegs in einer absolut höheren Summe aus. Demnach empfängt beispielsweise die Hochfläche am Großen Buchstein in 2.000 m Sh eine mittlere jährliche Niederschlagsmenge von 1.950 mm, der eine im Gipfelbereich der Reifflinger Scholle gerechnete Summe von 1.700 mm gegenübersteht. Auch beim Vergleich der mittleren Höhe der beiden Landschaften erweist sich die Buchsteingruppe durch den "Höheneffekt" als besserer Niederschlagsempfänger (Tab. 6).

Tab. 6: Die Niederschlagsmengen in der mittleren Höhe

Großlandschaft	Hm	h_N (Kreps)	h_N (Steinhauser)
Reifflinger Sch.	705 m	1500 mm	1642 mm
Buchsteingruppe	1006 m	----	1708 mm

7.2.2. Zur Frage der Niederschlagszunahme mit der Höhe

Das Problem, den Niederschlagsgradienten anhand der vorliegenden Stationen zu erfassen, wird graphisch in Fig. 21 zum Ausdruck gebracht. Die große Streuung der Werte rührt von den unterschiedlichen lokalen Verhältnissen und der Wirksamkeit des Staues her. Der Korrelationskoeffizient (Sh : mittlerer Jahresniederschlag), der aus den 32 Stationen im weiteren Umkreis der Gesäuseberge (Fig. 18) gewonnen wurde, konnte lediglich eine Größenordnung von $r = +0,5$ erreichen (vgl. dazu die Be-



ziehungen der Schneeverhältnisse, die mit $> 0,9$ eine höchst signifikante Höhenabhängigkeit dokumentieren).

Den Vergleich mit dem 70-jährigen Mittel aller Stationen der Nördlichen Kalkalpen (Gebiet IV zwischen Salzburg und Wien, nach H. WAKONIGG 1973, 154) gestattet die eingezeichnete strichlierte Kurve. Die relative Niederschlagsarmut bzw. der Niederschlagsreichtum - bezogen auf den ohnehin übernormalen nordalpinen Raum - kann für einzelne Stationen des mittleren Ennsgebietes herausgelesen werden. Der Großteil der tiefergelegenen Stationen (bis 700 m Sh) erscheint im Vergleich zu niederschlagsarm. Dies hat seine Ursache darin, daß das NKA-Mittel durch die Salzkammergut- und Voralpenstationen stark angehoben wird. Es ist dabei besonders bemerkenswert, daß Hieflau und die Stationen des unteren Ennstales (Großreifling, Gams, Unterlaussa, Kleinreifling, Weyer und Reichraming) trotzdem übernormal in Erscheinung treten.

Die Kontinentalität und Leelage des oberen Ennslängstales spiegelt sich in den stark unternormalen Niederschlagsmengen der Stationen Admont und Liezen wider.

Nachdem sich gezeigt hat, daß mit dem vorhandenen Beobachtungsmaterial keine Aussagen über die Höhenzunahme des Niederschlages gemacht werden können, muß auf andere Verfahren zurückgegriffen werden.

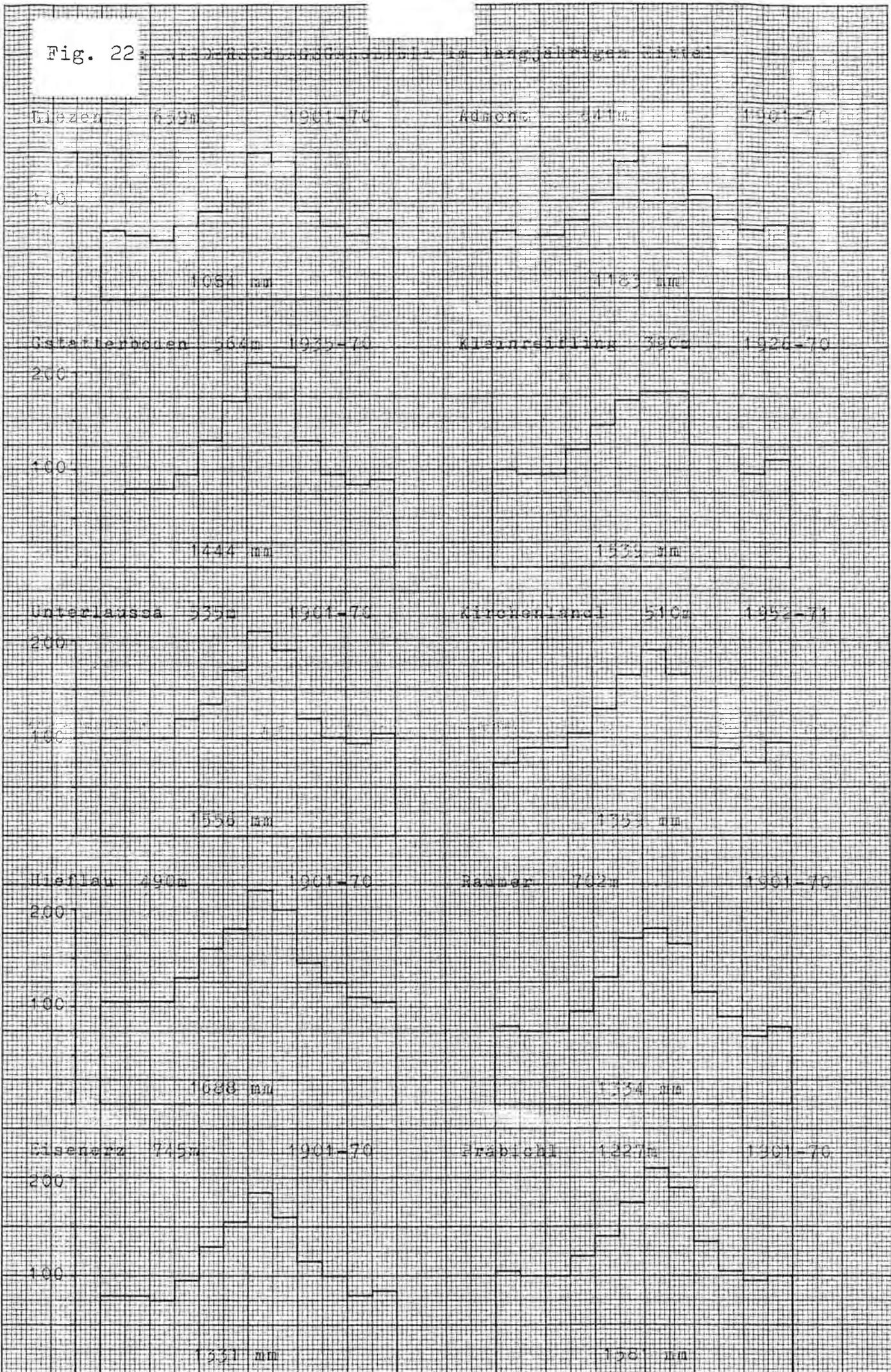
Der linear angenommene Gradient von Admont zum Großen Buchstein entspricht nach der KREPS'schen Formel einer Zunahme von 59 mm/100 m. Von W. FRIEDRICH (1950, 2) wird ein solcher von 50 mm/100 m für das mittlere Ennsgebiet angegeben.

7.2.3. Der Niederschlagsgang

Als charakteristisch für den nordalpinen Bereich kann das Auftreten zweier Minima angesehen werden (J. ZÖTL 1971, 96). Damit einher geht naturgemäß ein zweites Maximum, welches - zwar nicht so ausgeprägt wie das im Juli - vor allem im Dezember, manchmal bis zum Jänner die typische Jahresganglinie kennzeichnet (Fig. 22).

Dem sekundär ausgebildeten Wintermaximum kommt in Anbetracht der hydrologisch günstigen Jahreszeit eine wasserwirtschaftlich wichtige Konsequenz zu. Beim Vergleich der steirischen Landschaften konnte J. ZÖTL (1971, 97 und L. BERNHART et al. 1974, 23) diese Erkenntnis quantifizieren und graphisch darstellen. Zu diesem Zweck wurde der prozentuelle Anteil des Winterniederschlages vom Sommerniederschlag berechnet. Es ergibt sich für den gesamten Nordalpenraum eine hohe relative Komponente (> 50 %) der Niederschlagssumme für die Monate Dezember, Jänner und Februar gegenüber dem additiven Mittel aus Juni, Juli und August (Fig. 20). Während dieses Gebiet seine auch absolut hohen Mengen aus den Winterniederschlägen empfängt, weist, im Vergleich dazu, der mittelsteirische Bereich eine ungünstigere Bilanz auf, da stellenweise nicht einmal 30 % erreicht werden.

Fig. 22



Tab. 7: Effektive Summe der Winterniederschläge (XII, I, II):

Station	Sh (m)	Winternie- derschlag	Station	Sh (m)	Winternie- derschlag
Reichraming	380	290 mm	Eisenerz	745	245 mm
Kleinreifling	400	308 mm	Radmer	760	232 mm
Weyer	400	314 mm	Johnsbach	773	227 mm
Kirchenlandl	510	263 mm	Hasseck/P.	889	315 mm
Hieflau	492	317 mm	Pugl Alm	910	356 mm
St.Gallen	513	297 mm	Pyhrnpaß	945	389 mm
Unterlaussa	535	305 mm	Pötschen	1000	364 mm
Gstatterboden	560	249 mm	Kl.Pyhrgas	1010	295 mm
Admont	615	213 mm	Präbichl	1227	306 mm
Liezen	659	217 mm	Huttererb.	1380	322 mm
Wildalpen	610	265 mm	Linzer H.	1400	219 mm
Wechselboden	680	286 mm	Feuerkogel	1598	606 mm
Graz	377	105 mm	Th.K.Holl H.	1609	302 mm
			Hartberg	350	102 mm

Zweifellos ist diese Region durch die absolut (Tab. 7) und relativ hohen Winterniederschläge hydrologisch und wasserwirtschaftlich interessant, da derartige Wassermengen infolge der günstigen Infiltrationsbedingungen einer kurz- und langfristigen Speicherung im besonderen zugute kommen (L.BERNHART et al. 1974, 24).

7.3. Abflußfaktor und Abflußspende

Die Größe des Abflußfaktors kann unter den oben angeführten klimatischen Voraussetzungen als relativ hoch erachtet werden, wobei sich die Verkarstungsfähigkeit und Vegetationslosigkeit der Hochzonen begünstigend auswirkt. Diese fallen jedoch flächenmäßig nicht allzu sehr ins Gewicht (vgl. Kap. 6.2.). Gegenüber den plateauförmigen Karstgebirgsstöcken der westlichen Kalkalpen scheint der vorliegende Raum wegen des dominierenden Kettengebirgstypus diesbezüglich benachteiligt zu sein.

Die Abflußspende aus den beiden tektonischen Einheiten (Reiflinger Scholle und Gesäusehochalpen) kann infolge der verschiedenartigen, am Aufbau beteiligten Gesteine, der weit geringeren mittleren Höhe der voralpinen Einzugsbereiche und der unterschiedlichen Vegetation verbunden mit einem entsprechend veränderten Ausmaß der Evapotranspiration - kurz gesagt, wegen eines nicht vergleichbaren Abflußfaktors - nicht die Niederschlags-Varietät nach der reduzierten Formel widerspiegeln (Fig. 24).

Für die Ermittlung der Größen einer Wasserhaushaltsbilanz bietet sich in Ermangelung eines ausreichenden Beobachtungsmaterials (tatsächliche Niederschlagsver-

teilung, Abflußmessungen und Kenntnis des Einzugsgebietes) die Methodik nach H. KREPS (1955, 11) als Alternativlösung an.

Der hyetographischen Kurve wurde die Niederschlagsdarstellung von F. STEINHAUSER (Fig. 17) zugrunde gelegt. Für die Extremwerte konnte die Berechnung nach der reduzierten Niederschlagskarte (Fig. 19) erfolgen. Für die einzelnen Höhenstufen des Gesamtgebietes war diese Methode nicht anwendbar, da die Höhenschichten Zonen mit verschiedener reduzierter Niederschlagshöhe bestreichen. Das gleiche Problem tritt bei der Berechnung nach den reduzierten Temperaturen auf. Aus diesem Grunde wurde die Karte der mittleren Jahrestemperaturen nach F. STEINHAUSER für das Normaljahr 1901 - 50 herangezogen.

Für die Umrechnung in die mittleren Jahresabflußhöhen (mm) wurden die Daten des linken Einzugsgebietes der Enns (ENNS II) von H. KREPS (1955, 13) übernommen (Tab. 8 und Fig. 27).

Folgende Gründe sprechen für die berechtigte Annahme ähnlicher Verhältnisse:

- a) Das kalkalpine, nördliche Einzugsgebiet der Enns (ENNS II) entspricht hinsichtlich der petrographischen Ausbildung weitgehend dem Arbeitsgebiet.
- b) Das daraus resultierende Ausmaß der Verkarstung darf erfahrungsgemäß ähnlich bewertet werden.
- c) Obzwar sich die Vegetation der Kalkhochalpen von der der Voralpen in der Art, Ausbildung und Verbreitung des Waldes unterscheidet, zeigen oft Fichtenwälder der Nördlichen Kalkalpen durch Aufnahme von Elementen der Buchenwälder eine Annäherung an den voralpinen Mischwald (J. ZÖTL 1960, 59).

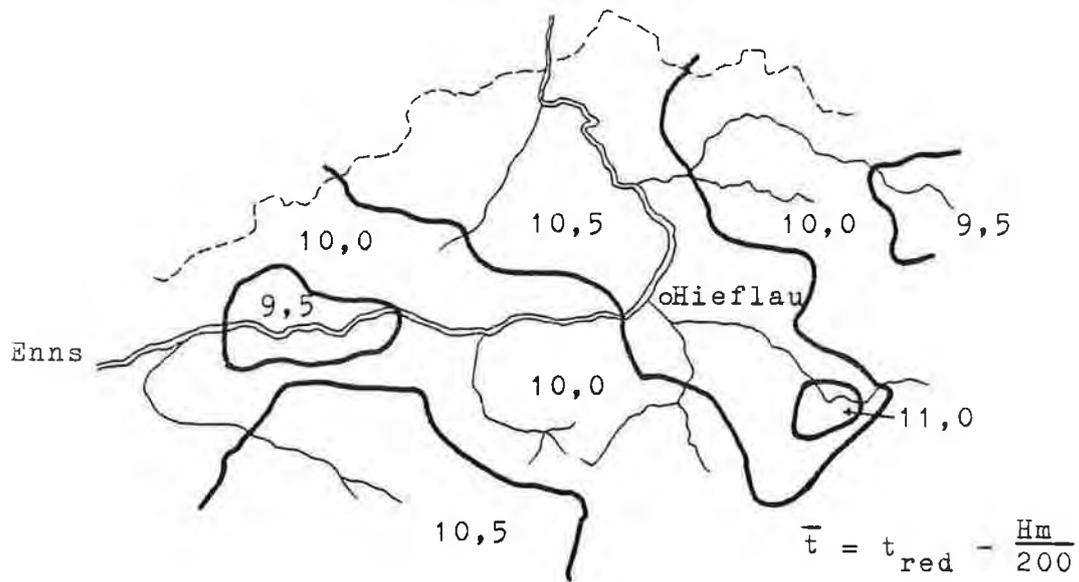
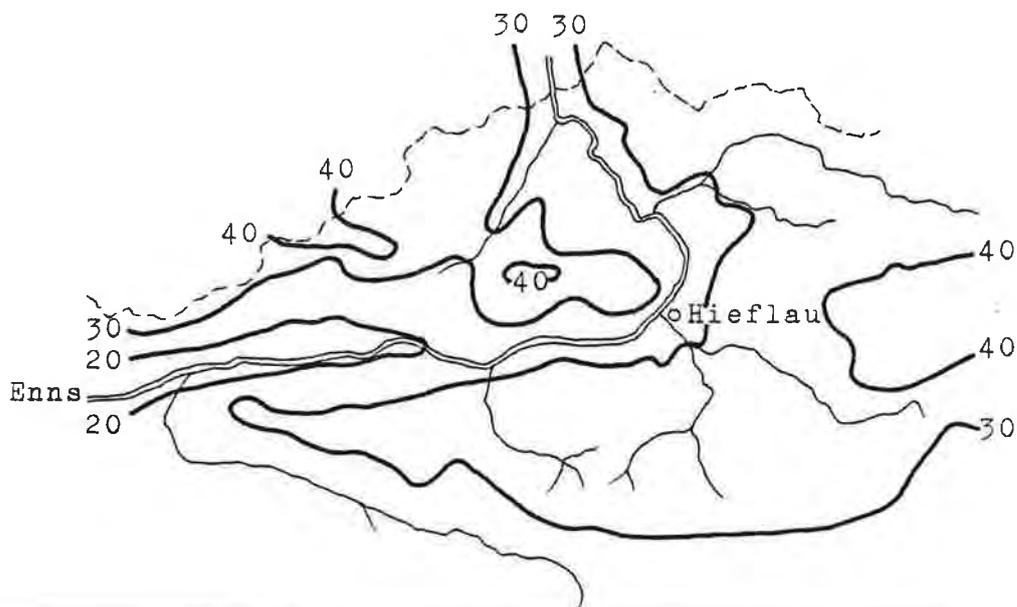


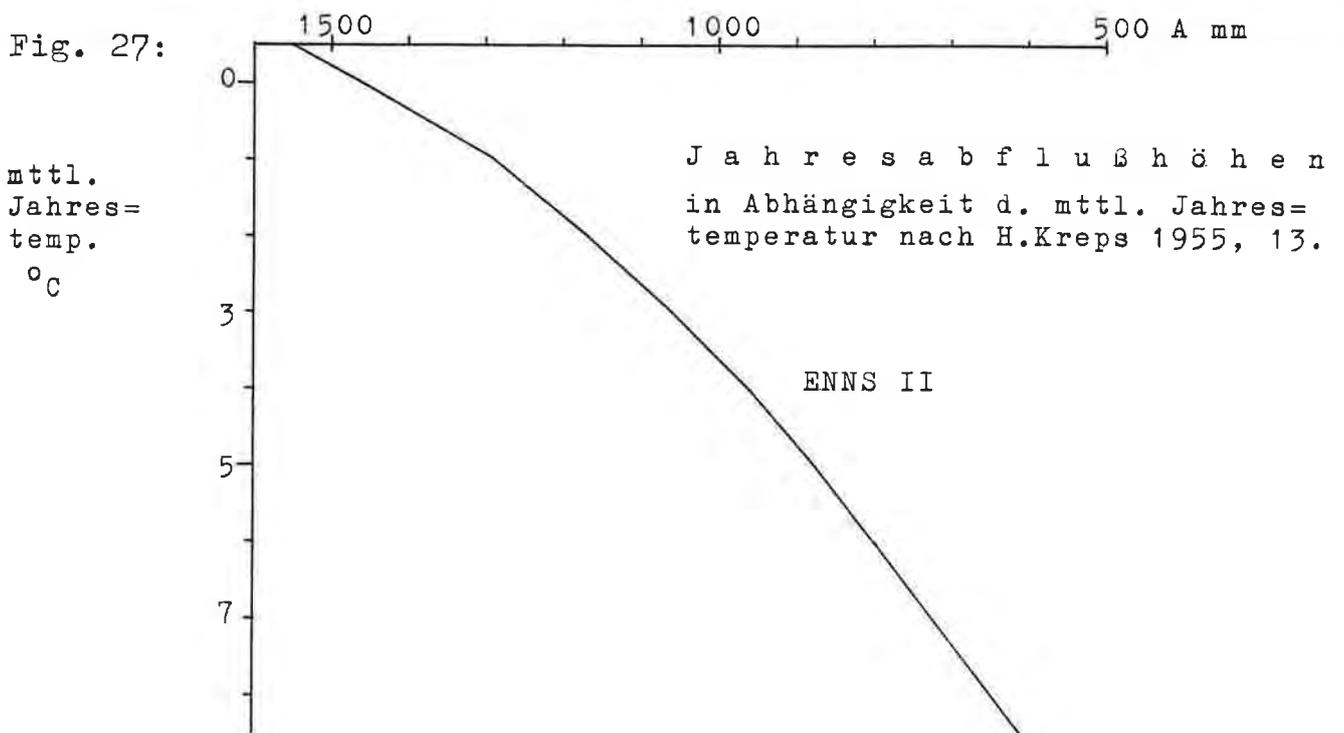
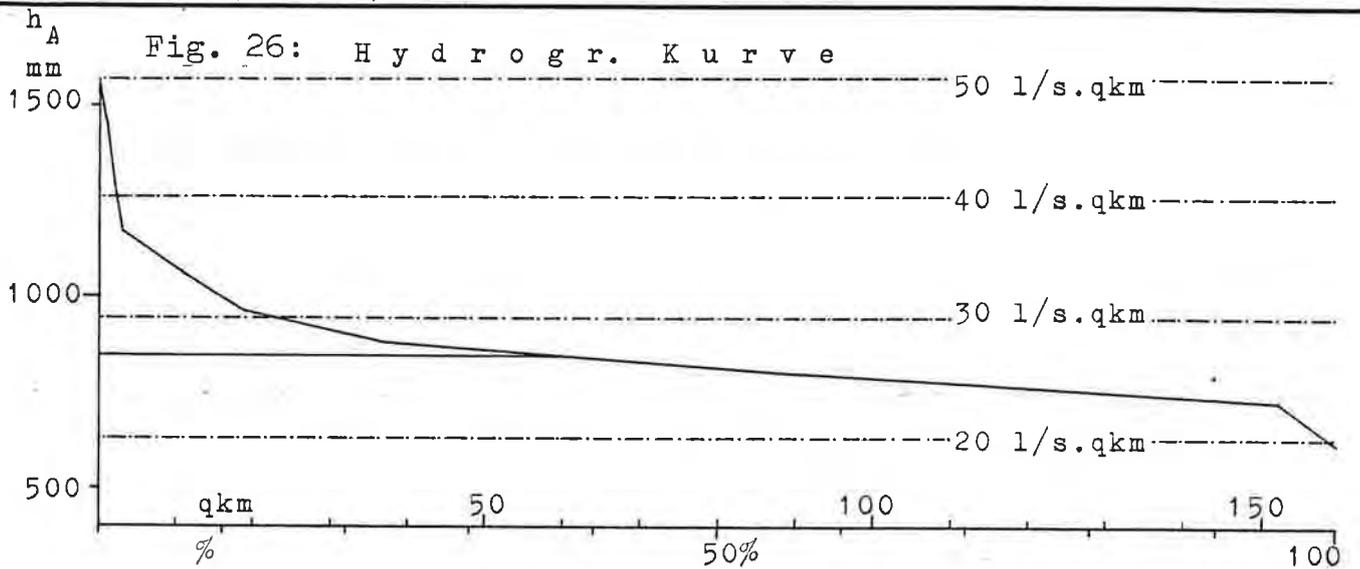
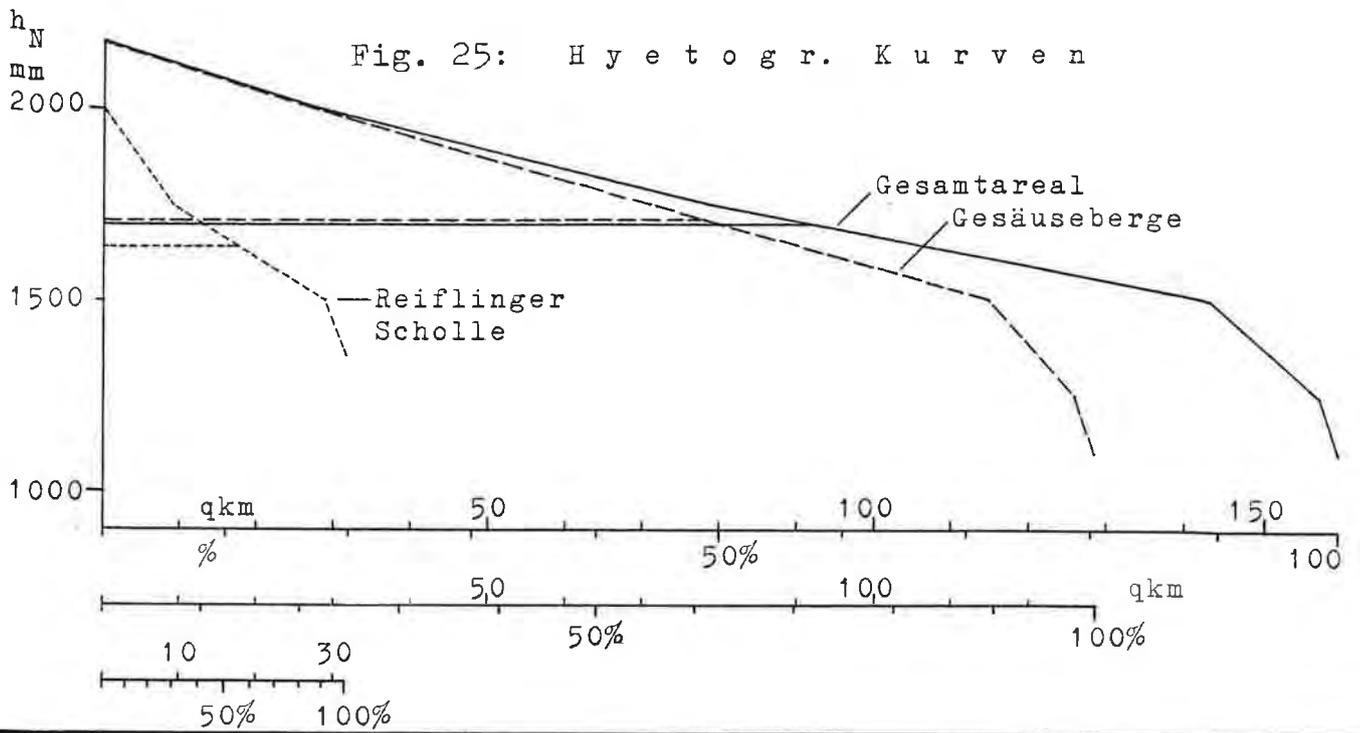
Fig.23: Reduzierte, mittlere Jahrestemperaturen nach H. Kreps.
 \bar{t} = effektive mittl. Jahrestemperatur ($^{\circ}$ C)
 H_m= mittlere Seehöhe des Ortes oder Gebietes.

Fig.24: Mittlere jährliche Abflußspende (l/s.qkm) nach J.Zötl.



Tab. 8: Der Zusammenhang zwischen der mittleren Jahrestemperatur des Einzugsgebietes und der mittleren Jahres-Abflußspende Mq nach H. KREPS 1955, 12, Tab. 1.

Teil- gebiet	Station	E qkm	h_N mm	t °C	Mq ge- messen	Mq aus Tafel	Mq Tafel Mq ge- messen
Enns ohne Palten u. ohne Erz- bach	Mitterndorf/Salza	81	1400	4,0	30,8	32,5	1,05
	Weng/Enns	2679	1400	3,3	30,0	33,6	1,12
	Tauplitz/Grimmingb.	62	1600	2,0	38,6	36,0	0,93
	Großreifling/Enns	4054	1460	3,7	32,1	33,0	1,03
	Hinterberg/Salza	81	1400	4,0	32,8	32,5	0,99
	Tuckbauer/Krungl	19	1350	4,5	32,5	32,0	0,98
	Wildalpen/Salza	592	1570	4,5	34,8	32,0	0,92
						l/s qkm	Quotient



d) Die Karte der mittleren Jahresniederschlagssummen nach F. STEINHAUSER (J.ZÖTL 1960, 26) zeigt, daß die höheren Lagen nördlich der Enns bezüglich der tatsächlichen Mengen einigermaßen vergleichbar sind.

Die hyetographische Kurve (Fig. 25) läßt den niederschlagsarmen, kontinental beeinflussten Bereich des Admonter Beckens und das untere Ennstal (Raum: Altenmarkt - Wolfsbachau) flächenmäßig zurücktreten.

Für die tiefsten Teile der hydrographischen Kurve mußte eine Extrapolation vorgenommen werden, die die Konvexität der Kurve (ENNS II) berücksichtigt (Fig. 27).

Die durch die großen Flächenanteile bis ca. 1.100 m Sh (mittlere Jahrestemperatur von 8,5 - 5°C) geprägte Kurve der Temperaturverteilung (Fig. 38) wird sinngemäß von der hydrographischen Kurve widerspiegelt. Diese Verhältnisse werden obendrein von der mäßigen Zunahme des Abflusses (Fig. 26) in den tieferen Regionen verstärkt. Erst die Hochzonen erfahren durch die lichte Bewaldung (Verminderung der Transpiration) und infolge der zunehmenden Bedeutung der Schneerücklagen eine progressive Abflußzunahme. Damit einher geht in groben Zügen die Erhöhung des Abflußfaktors (prozentueller Anteil des Niederschlages, der den Abfluß alimentiert). Der stagnierende Verlauf des Abflußfaktors bzw. die relativ hohen Verdunstungsverluste in ca. 900 bis 1.200 m Sh gehen auf die zahlreichen bewaldeten Vernebnungsflächen in diesen Höhenlagen zurück (Toter Mann - Schwarzkogel - Hörndl Kogel, Pflieger Alm, Kote 867 nördl. Schindlgraben, Gresteneck und Jodlbauern Alm).

Der Tabelle 9 sind die Mittelwerte wasserwirtschaftlich relevanter Parameter für die Reiflinger Scholle, Gesäuseberge und für das Gesamtgebiet zu entnehmen.

Tab. 9: Die rechnerisch ermittelten Abflußzahlen der Teilgebiete

	mttl. Höhe	Jahrestemp.	h_N (mm)	h_A (mm)	Abfluß-faktor	Abfluß-spende
Reiflinger Scholle	700 m	7 °C	1640	725	44 %	23 l/s·qkm
Gesäusehochalpen	1010 m	5,2 °C	1710	860	> 50 %	> 27 -"-
Gesamtgebiet	950 m	5,5 °C	1700	844	50 %	27 -"-

Beim Vergleich mit den von J. ZÖTL (Fig. 24) ausgeschiedenen Abflußspenden fällt auf, daß diese einigermaßen mit den oben berechneten Mittelwerten übereinstimmen.

7.4. Schnee

Aus Gründen der hydrologischen wie wasserwirtschaftlichen Bedeutung der Speicherung des Niederschlags in fester Form wird diesem Problem eine eingehendere Bearbeitung gewidmet.

7.4.1. Der regionale Vergleich

Wie schon aus dem prozentuellen Anteil der Winterniederschläge, bezogen auf die Sommerniederschläge, zum Ausdruck kam, empfängt dieses Gebiet - verglichen mit dem gesamtalpinen Durchschnitt - auch hinsichtlich der Neuschneesummen übernormale Mengen. Nach H. WAKONIGG (1973, 160) erreicht das Überangebot bis zu 400 cm. ¹⁾ Interessant dabei ist die Tatsache, daß das Maß der übernormalen Abweichung (Überschuß) mit zunehmender Seehöhe wächst, was in der größeren Intensität der höheren Regionen begründet liegt (Fig. 28).

Damit verbunden ist eine überdurchschnittlich hohe Zahl der Tage mit Schneedecke. Sie dauert im Mittel um 20 - 40 Tage länger an als im gesamtalpinen Mittel. ¹⁾ Die höheren Werte beziehen sich wiederum auf die hochalpinen Lagen, da nicht nur die größeren Schneemächtigkeiten aufgezehrt werden müssen, sondern zudem auch mehr Schmelzenergie benötigt wird. Fig. 29 ist zu entnehmen, daß das Ende der Schneebedeckung und der Winterdecke mit zunehmender Höhe sich wesentlich weiter in das Frühjahr (bzw. Sommer) verzögert; die Verteilung ist also wesentlich flacher, als dies bei Beginn der Rücklagenbildung gewesen ist. Während die Höhenstationen im Mittel maximal um 2 Monate früher eine Schneebedeckung aufweisen, vergrößert sich die Zeitdifferenz zu den Niederungen am Ende der Winterdecke (und temporären Schneedecke) um mehr als 4 Monate.

Der Aufbrauch der gespeicherten Wassermengen bestimmt in einer sonst stark durch die Evapotranspiration und Interzeption geprägten Jahreszeit das Abflußgeschehen.

¹⁾ Die Abweichungen beziehen sich auf den gesamtalpinen Mittelwert (österreichischer Alpenraum) - H. WAKONIGG 1973, 161 ff.

Fig. 28: Mittlere Neuschneemenge
pro Schneefalltag

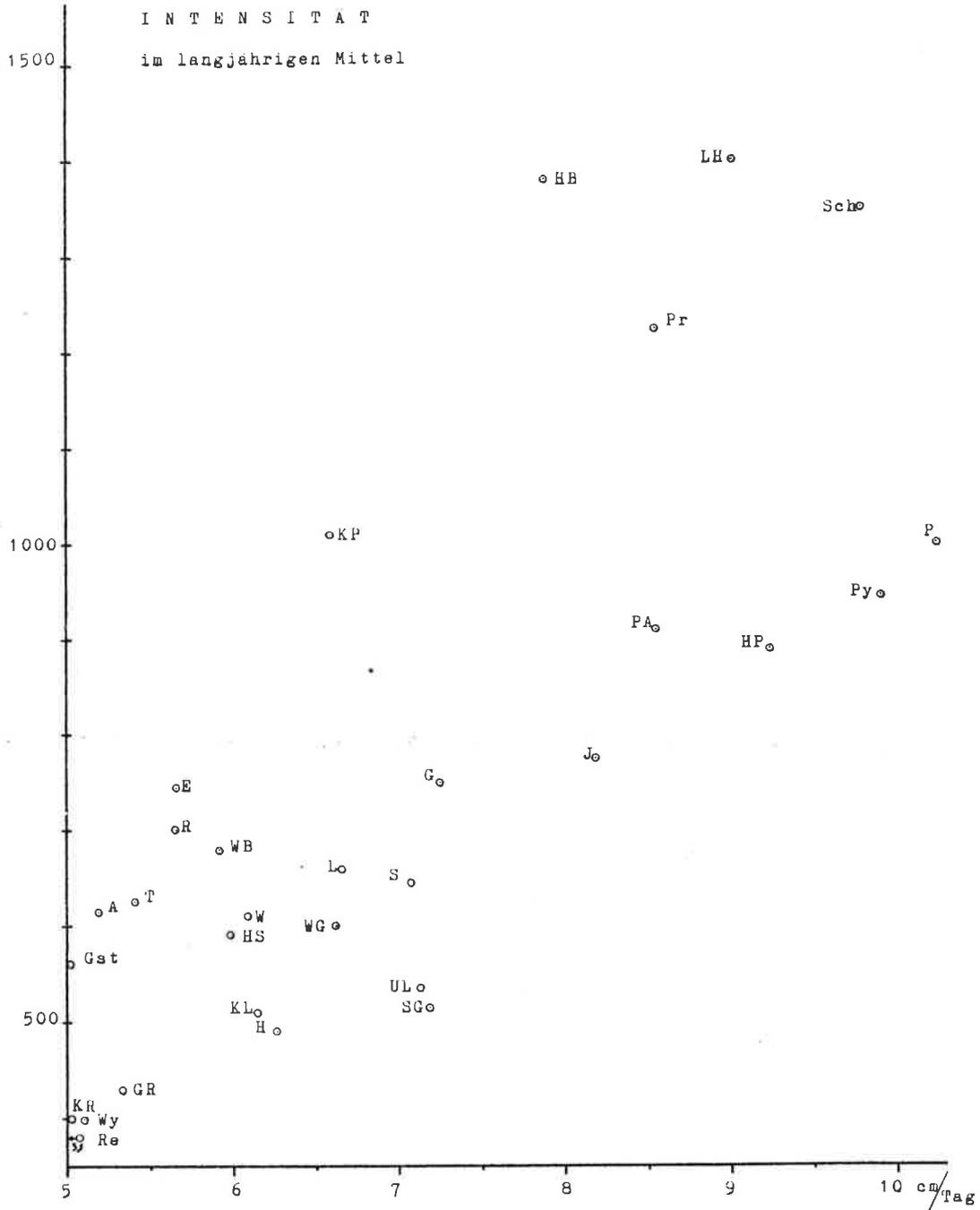
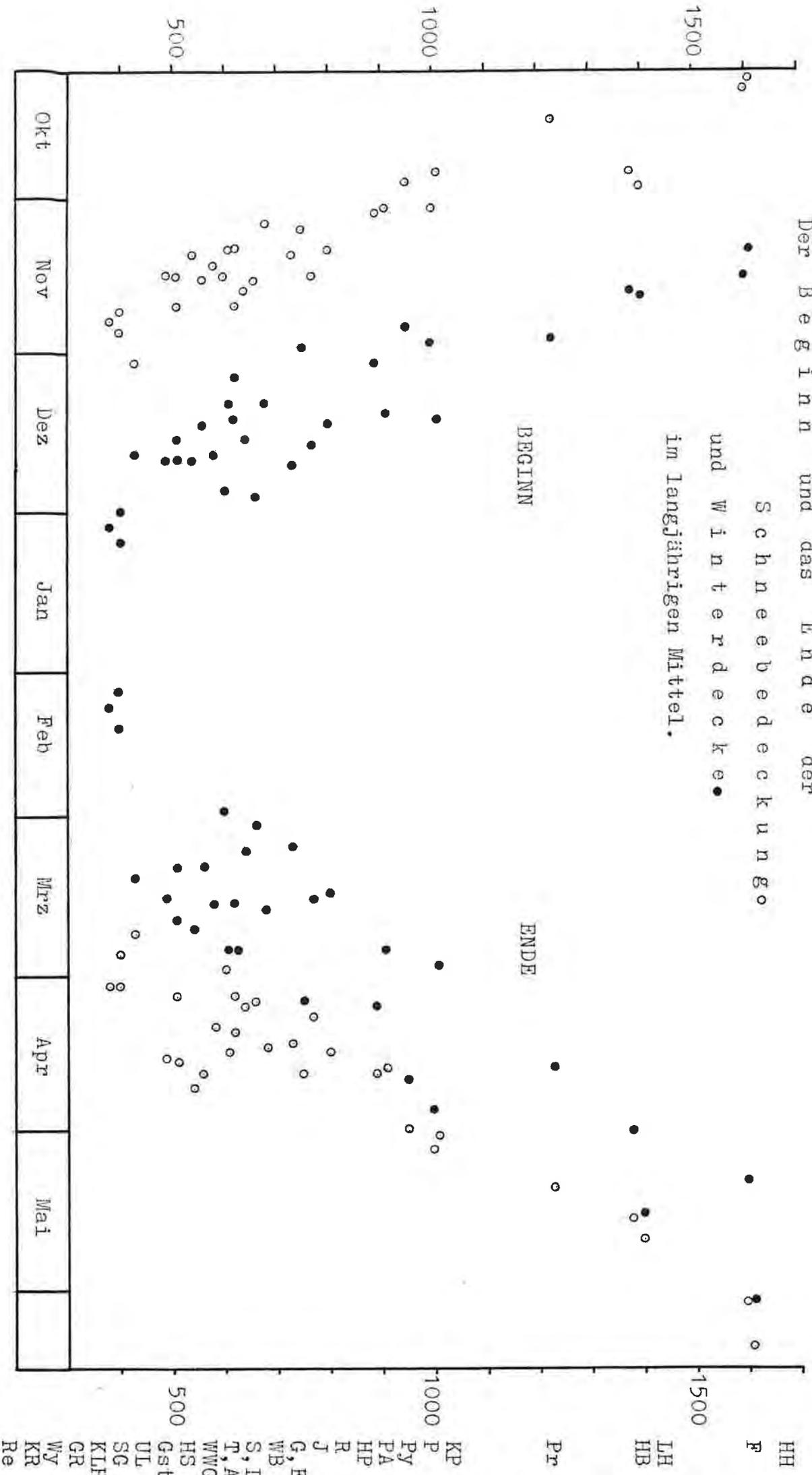
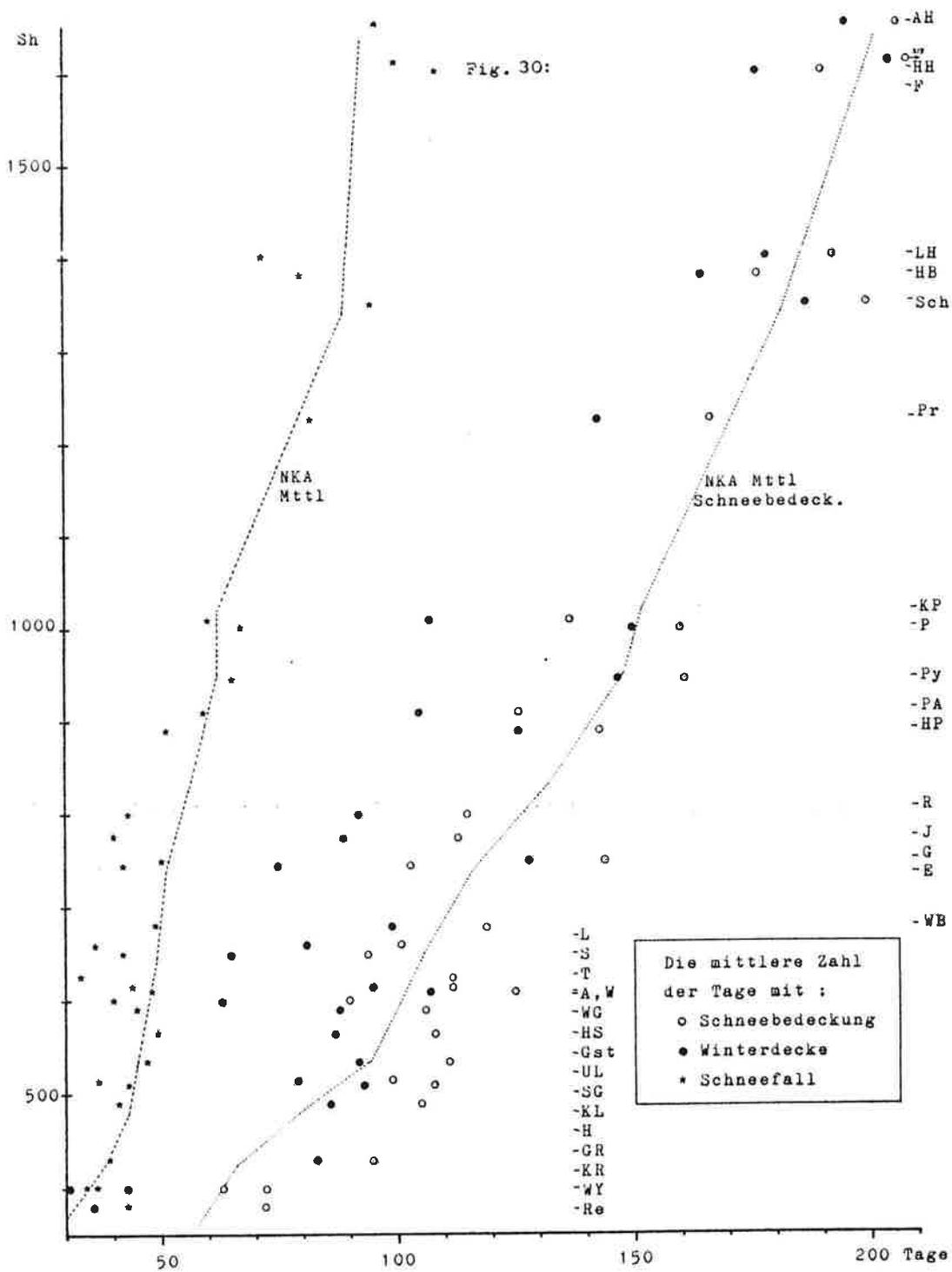


Fig. 29:

Der Beginn und das Ende der
Schneebedeckung
und Winterdecke
im langjährigen Mittel.





7.4.2. Die Zahl der Tage mit Schneebedeckung, Winterdecke und Schneefall

Die Zahl der Tage mit Schneebedeckung (Fig. 30), die auf Grund verfrühter Wintereinbrüche oder wegen verspäteter Frühjahrsschneefälle durchwegs jene der Winterdecke übertrifft, ist von mehreren Faktoren abhängig.

- 1) Sie ist einerseits eine Funktion der Höhe (über den Temperatureffekt), andererseits
- 2) von der abzuschmelzenden Schneemächtigkeit (über die Niederschlagszunahme mit der Höhe bzw. Neuschneesumme "Schneereichtum" einer Landschaft) abhängig.
- 3) Hinzu kommt die besondere Bedeutung der Exposition und Geländeform.
- 4) Speziell für die Schneebedeckung ist fernerhin die thermische Beschaffenheit der niederschlagsbringenden Wetterlagen ausschlaggebend.

Die strichlierte Kurve gibt wiederum den Durchschnitt für die einzelnen Höhenbereiche der Nördlichen Kalkalpen an. Es muß hier allerdings betont werden, daß jener nur nach einem 10-jährigen Mittel erstellt wurde (H. WAKONIGG 1973, 169), während die übrigen Angaben auf dem längsten zur Verfügung stehenden Zeitraum (meist 1900 - 1970) beruhen (Fig. 30).

Über 600 m Sh bis etwa 1.000 m Sh fällt die unterdurchschnittliche Zahl fast sämtlicher Stationen auf. Gleichzeitig kann ein Phänomen beobachtet werden, das noch mehrmals bei der Betrachtung der Höhenabhängigkeit der Schneeverhältnisse in Erscheinung tritt: Die Dauer der Schneebedeckung, aber auch die der Winterdecke, nimmt mit zunehmender Höhe nicht mehr zu, zu verharret nahezu auf den gleichen Zeiträumen wie in den tieferen

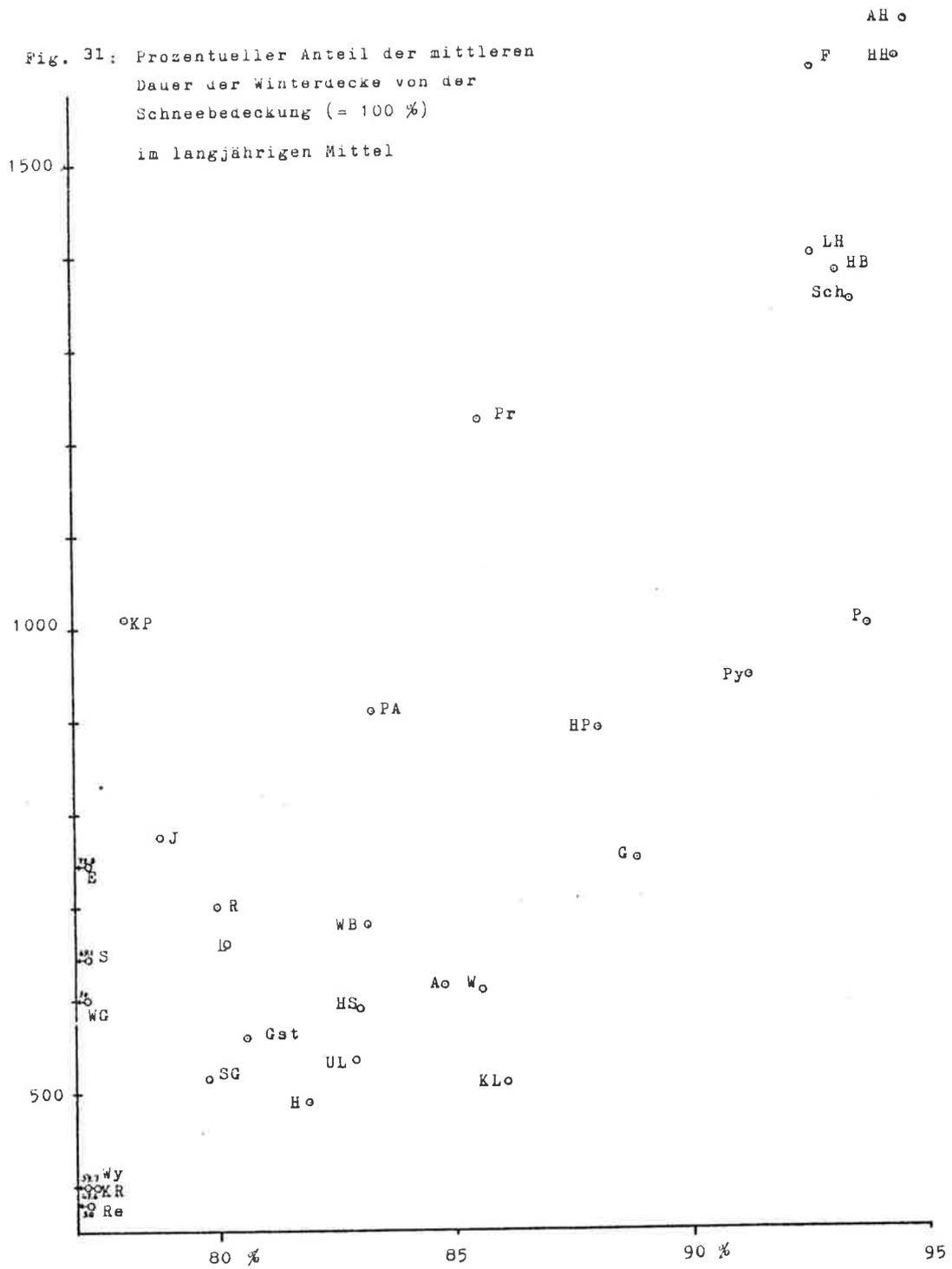
Regionen (um 500 m). Dies ist ein typisches Zeichen der Wirksamkeit von Inversionen. Während sich in den Niederungen im Frühjahr eine Schneedecke noch lange halten kann, kommt es bald eher zum Ausapern der vornehmlich süd-exponierten höheren Hanglagen.

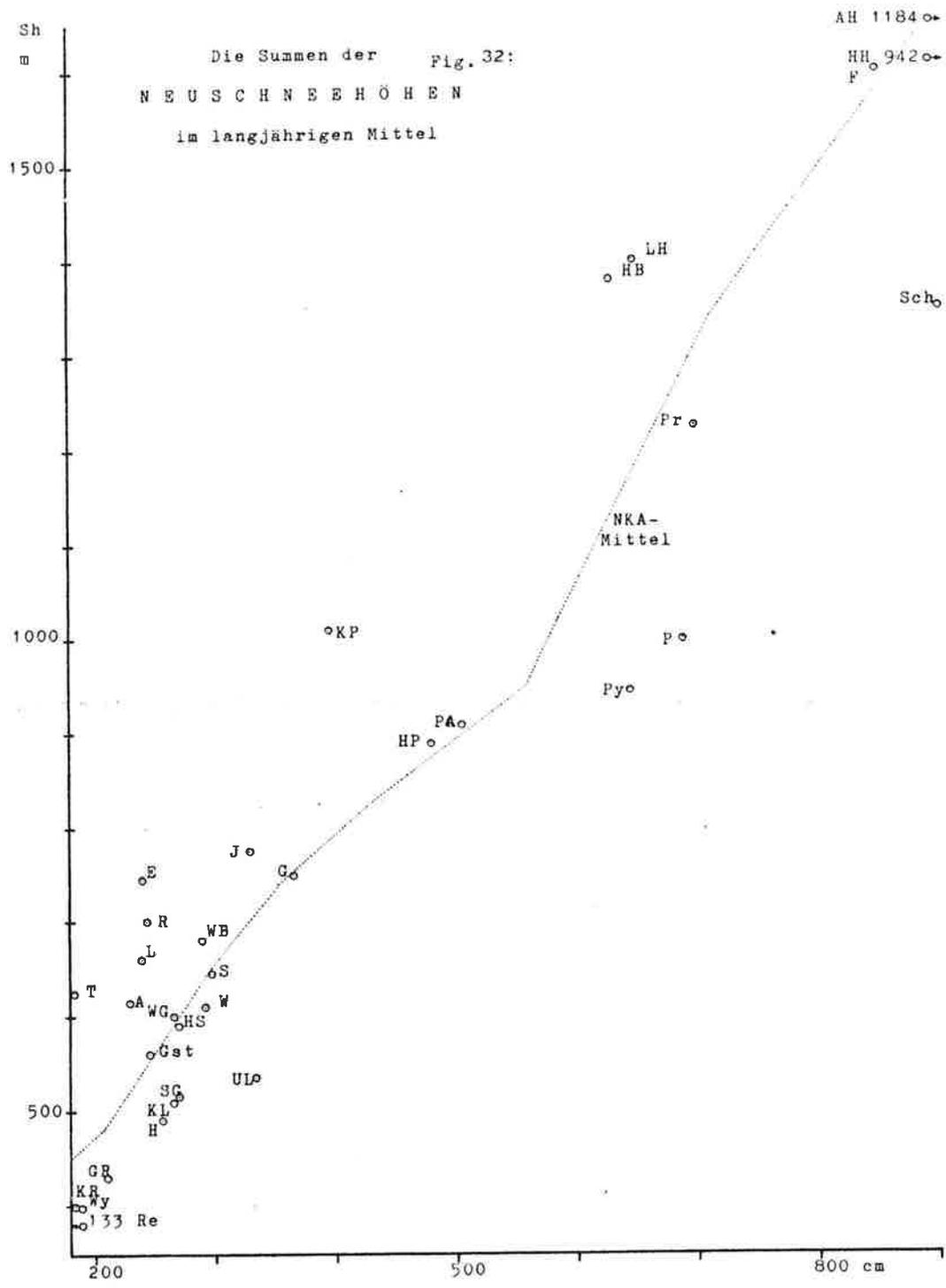
Mit zunehmender Höhe fällt auf, daß die Zahl der Tage mit Winterdecke nur mehr unwesentlich geringer ist als die der Tage mit Schneebedeckung. Tatsächlich kann eine Zunahme des prozentuellen Anteils der Winterdecke an der temporären Schneedecke festgestellt werden (Fig. 31). Die Zahl der Tage mit Winterdecke fällt in tieferen Regionen (Reichraming) mit 47,6 %, in den höchsten (Appelhaus) mit 94,7 % mit der der Schneebedeckung zusammen. Der korrelative Zusammenhang ist mit einer Wahrscheinlichkeit von $> 99\%$ ($r = 0,65 \pm 0,1$) hinreichend gesichert.

Man sieht daraus, daß die Wirksamkeit von Warmlufteinbrüchen in größeren Höhen stark abnimmt und keineswegs zur Aufzehrung der angesammelten Schneehöhen reicht. Außerdem bleibt, wie erwähnt, die Winterdecke bis weit in das Frühjahr geschlossen (Fig. 29), sodaß spät nachfolgende Wetterstürze mit Schneefall den alten Schnee sogar vermehren.

Anhand der Karte der Zahl der Tage mit Schneebedeckung (F.STEINHAUSER) konnte die Summenfunktionsverteilung erstellt werden (Fig. 33). In der hypsographischen Darstellung wird der hohe Flächenanteil (109 qkm bzw. 68 %) mit einer Schneebedeckung von 100 - 150 Tagen zum Ausdruck gebracht. Bedeutend ist fernerhin der noch äußerst hohe Anteil (11,6 qkm bzw. 7,3 %) mit über 200 Tage währendender temporärer Schneedecke.

Fig. 31: Prozentueller Anteil der mittleren Dauer der Winterdecke von der Schneebedeckung (= 100 %) im langjährigen Mittel





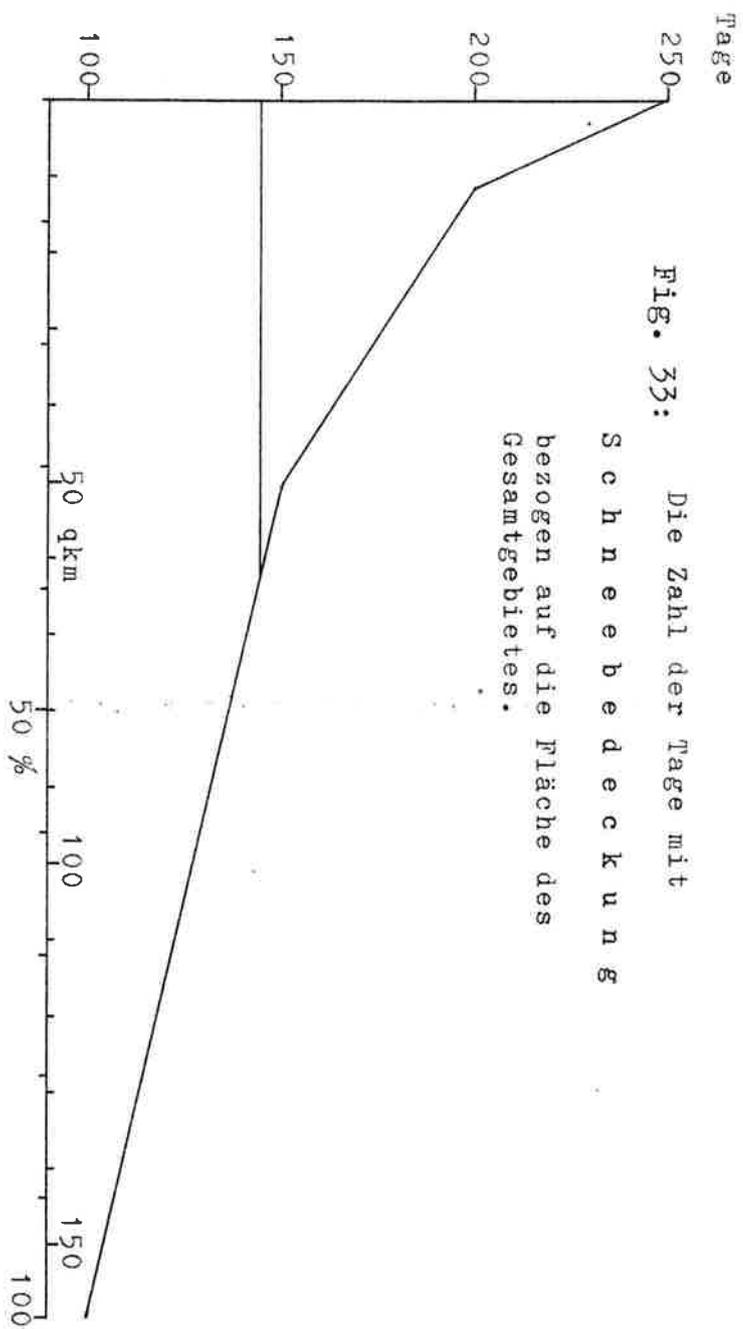


Fig. 33: Die Zahl der Tage mit
S c h n e e b e d e c k u n g
bezogen auf die Fläche des
Gesamtgebietes.

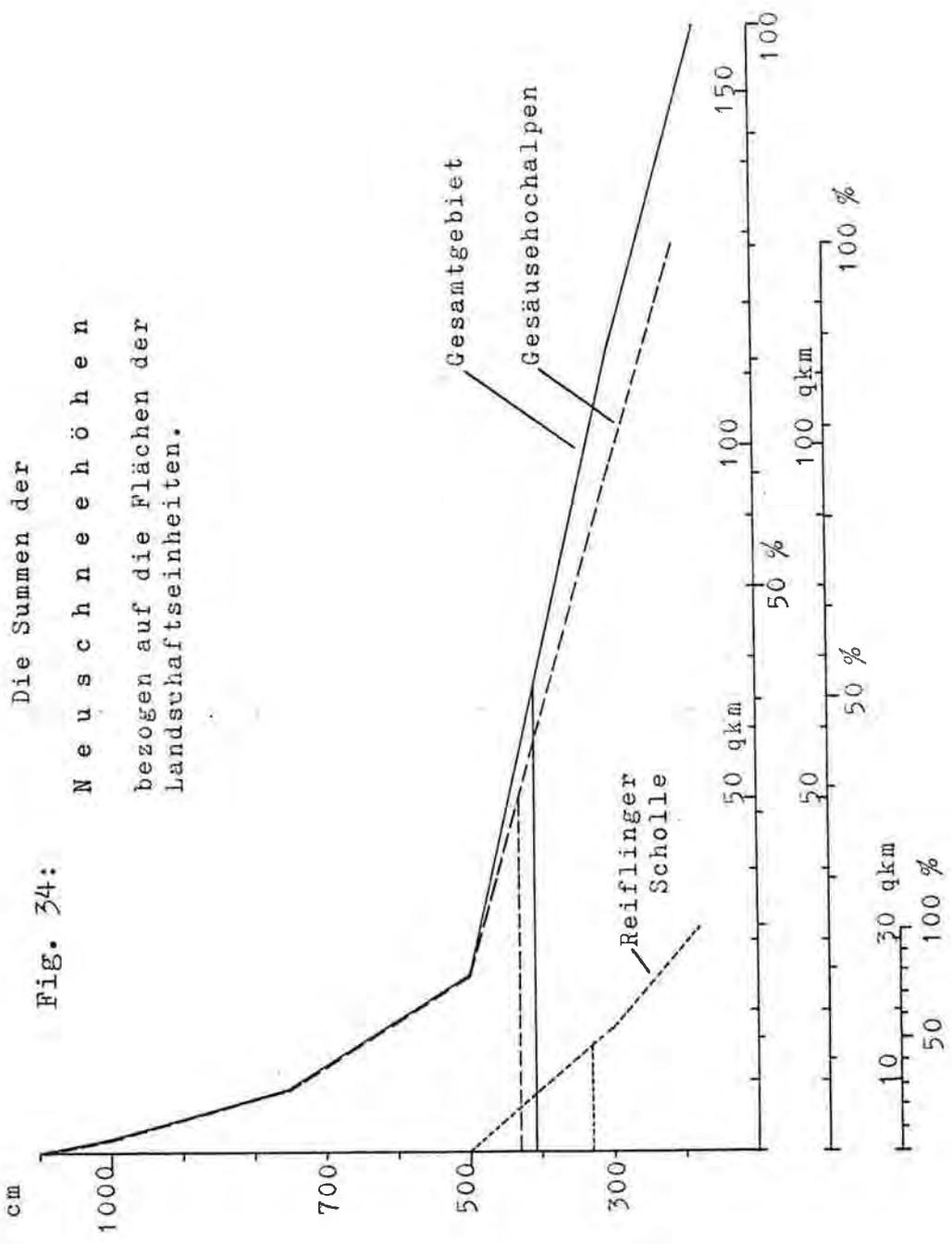


Fig. 34:
 Die Summen der
 Neuschneehöhen
 bezogen auf die Flächen der
 Landschaftseinheiten.

Die Zahl der Tage mit Neuschnee

Aus dem steilen Anstieg der Punkteschar (Fig. 30) ergibt sich eine relativ geringe Zunahme der Schneefalltage mit wachsender Höhe. Dies läßt den Schluß zu, daß die niederschlagsbringenden Wetterlagen im Winter - infolge der erhöhten Stauwirkung im inneralpinen Ennstal - auch in den tieferen Regionen vornehmlich zu Schneefällen Anlaß geben. Für den Alpenrand und die Niederungen gilt ansonsten, daß ein relativ hoher Prozentsatz der Winterniederschläge in Form von Regen fällt, was auf milde ozeanische Strömungen zurückzuführen ist.

Den Vergleich mit den 10-jährigen Mittelwerten der Nördlichen Kalkalpen, die von H. WAKONIGG (1973, 158) für die einzelnen Höhenstufen errechnet wurden, gestattet wiederum die strichlierte Kurve. Wegen des - hinsichtlich der Schneefalltage - stark übernormalen Jahrzehntes (1950/51 - 59/60) und der höheren Bereitschaft voralpiner Stationen, fällt der Bereich des mittleren Ennsgebietes durch relativ geringere Werte auf. Im allgemeinen gilt jedoch, daß die nördlichen Kalkhoch- und Kalkvoralpen die größte Zahl der Tage mit Schneefall des gesamten österreichischen Alpenraumes aufweisen.

7.4.3. Die Summen der Neuschneehöhen

Diese Zahl vermittelt eine Vorstellung über den Schneereichtum einer Landschaft. Die stärkere Zunahme mit der Höhe, im Vergleich zu der mäßigen Höhenabhängigkeit der Schneefalltage, läßt den Schluß zu, daß die Schneeintensität mit wachsender Höhe steigt. Auf diese Erscheinung wird im Kap. 7.4.4. und Fig. 30 Bezug genommen.

Entsprechend der Niederschlagsverteilung zeigen die Stationen (Hieflau, Unterlaussa) durchschnittliche bis schwach überdurchschnittliche Mengen an, während die Leelagen einschließlich dem kontinentalen Enns-längstal (Eisenerz und Radmer, Admont, Liezen) relativ geringe Neuschneesummen empfangen. Im großen und ganzen kann jedoch ein linearer Zusammenhang herausgelesen werden, der durch einen Korrelationskoeffizienten von $r = +0,94 \pm 0,02$ mit $> 99 \%$ Wahrscheinlichkeit gesichert ist.

Nach der Karte der Summen der Neuschneehöhen für das Normaljahr 1901 - 50 (F.STEINHAUSER) wird der Anteil an den Gebietsflächen durch die Ordnungsfunktion dargestellt (Fig. 34). Demnach empfängt die Reiflinger Scholle eine mittlere Neuschneehöhe von 330 cm bei einem hohen Flächenanteil (17,6 qkm bzw. 56 %) der Bereiche mit 300 - 500 cm.

Auch auf die Gesäuseberge bezogen überwiegt diese Kategorie mit 55,6 % der hochalpinen Fläche. Durch die progressive Höhenzunahme - infolge der steigenden Intensität - liegt das Mittel mit 430 cm deutlich höher.

7.4.4. Die Schneeintensitäten

Wie bereits mehrmals zum Ausdruck gekommen ist, unterliegt auch die Intensität einem Gradienten, der durch einen Korrelationskoeffizienten (Sh : Intensität) von immerhin $r = +0,77 \pm 0,07$ ($P = > 99 \%$) als einigermaßen gesichert erscheint (Fig. 28).

Generell kann für das bearbeitete Gebiet im langjährigen Mittel angenommen werden, daß die Menge pro Schnee-

falltag bei einer Höhenzunahme von 500 m um ca. 2 cm wächst. Auch hier zeigt sich mit gewissen Einschränkungen (Beobachtungsdauer, lokale Besonderheiten), daß die regen- und schneereichen Gebiete (Hieflau, Unterlaussa, Johnsbach, Pugn Alm, Pyhrnpaß und Pötschen) auf eine größere Zunahme verweisen können, während schneeärmere und trockenere Lagen (Admont, Eisenerz und Klein Pyhrgas) durch geringere Intensitäten auffallen.

7.4.5. Der Anteil des festen Niederschlages am Gesamtniederschlag (Schneekoeffizient)

Als Grundlage für die Berechnung dienten die zum Großteil 70-jährigen Mittelwerte für die Jahresniederschlagshöhe und Neuschneesumme. Bei der Annahme einer Dichte des Neuschnees von 0,1 (H. WAKONIGG 1973, 163) läßt sich in Ermangelung der notwendigen zahlreichen Wasserwertbestimmungen der Schneekoeffizient unschwer errechnen.

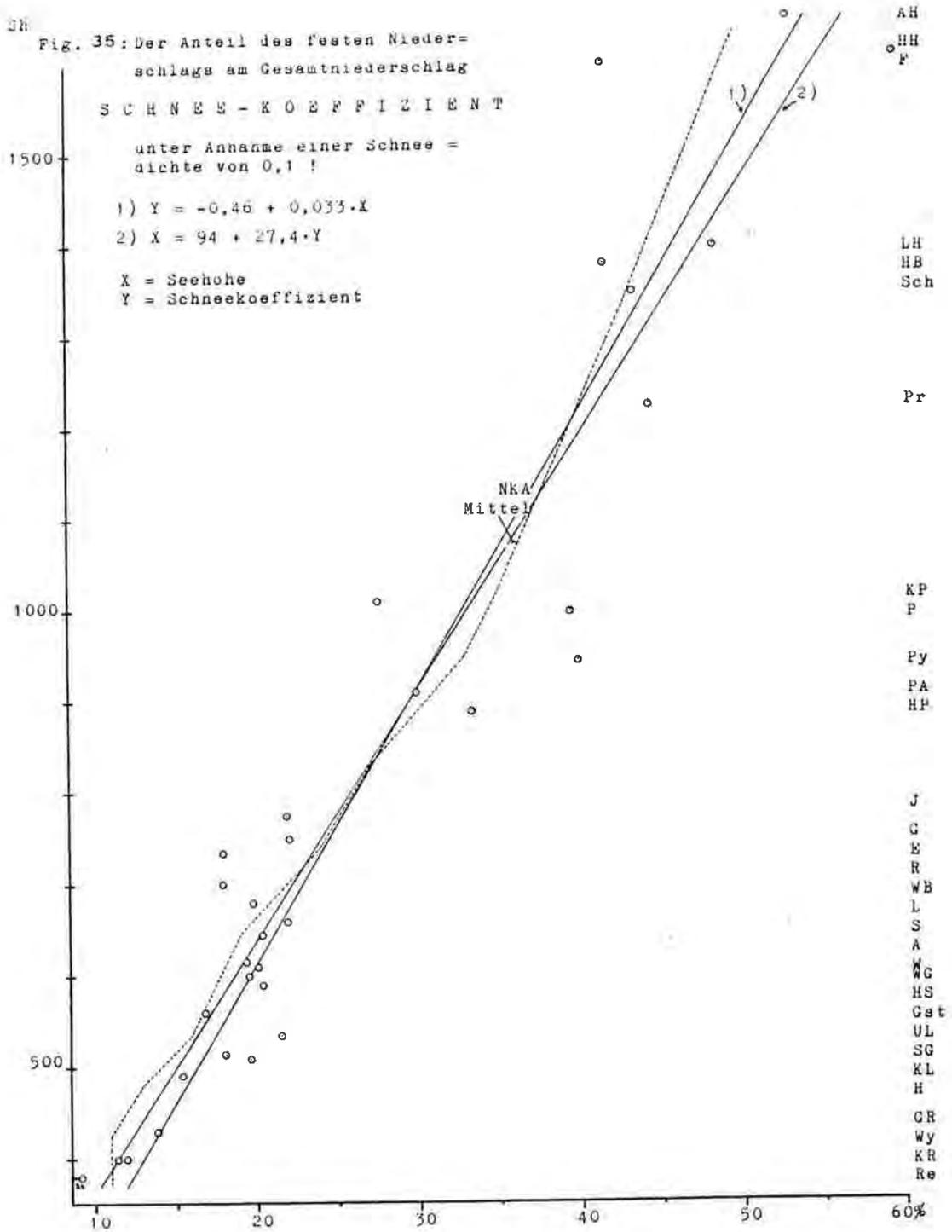
Die Beziehung zur Seehöhe (Fig. 35) wird im großen und ganzen durch eine geringe Streuung und eine hohe Korrelation $r = 0,95 \pm 0,02$ klar herausgestrichen. Der kontinuierliche, weitgehend lineare Anstieg wird auch von den beiden Regressionsgleichungen wiedergegeben, wobei die erste ($Y = -0,46 + 0,033 \cdot X$) die Seehöhe (X) als unabhängig Variable enthält. Der Schneekoeffizient (Y) kann bei bekannter Seehöhe (X) einfach errechnet werden.

Analog dazu erfolgt die Ermittlung der Seehöhe (bei vorgegebenem Schneekoeffizienten) nach folgender Formel: $X = 94 + 27,4 \cdot Y$, wobei der Schneeanteil am Gesamtniederschlag (Y) als unabhängig Variable betrachtet wird.

28

Fig. 35: Der Anteil des festen Niederschlags am Gesamtniederschlag
 SCHNEE - K O E F F I Z I E N T
 unter Annahme einer Schnee =
 dicke von 0,1 !

1) $Y = -0,46 + 0,033 \cdot X$
 2) $X = 94 + 27,4 \cdot Y$
 X = Seehöhe
 Y = Schneekoeffizient



AH
 HH
 F
 LH
 HB
 Sch
 Pr
 KP
 P
 Py
 PA
 HP
 J
 G
 E
 R
 WB
 L
 S
 A
 WG
 HS
 Gst
 UL
 SG
 KL
 H
 CR
 Wy
 KR
 Re

Für die höchsten Regionen sind die Regressionsgleichungen nicht mehr in hohem Maße zuverlässig, da einerseits die Streuung größer ist, andererseits Stationen außerhalb des Arbeitsgebietes herangezogen wurden.

Für Extrapolationen eignet sich das NKA-Mittel, da es in groben Zügen dem langjährigen Durchschnitt entspricht.

Bezugnehmend auf die Untersuchungen W. FRIEDRICHS (1950, 4) muß für den Bereich der mittleren Enns der Einfluß der Temperaturinversion berücksichtigt werden.

Einer rascheren Zunahme der Schneekomponente bis 600 m Sh - durch den größeren Regenanteil des ozeanisch-milden Alpenrandes und der Niederungen bedingt - folgt eine auffallende Stagnation. In den Höhen von ca. 600 - 800 m Sh verharret der Koeffizient etwa bei 20 % und steigt erst darüber wieder stärker an. Diese Unstetigkeit wird als eine Auswirkung der winterlichen Inversion gedeutet, die für die größere Zunahme in den tieferen Regionen verantwortlich zu sein scheint. Dem wurde beim Versuch mit dem vorhandenen Material eine Grundrißdarstellung zu entwerfen, Rechnung getragen (Fig. 36).

Die Flächenanteile der Bereiche mit gleichem Schneekoeffizient sind Fig. 37 zu entnehmen. Im Gebiet der Reiflinger Scholle drückt sich die mäßige Zunahme im Bereich oberhalb der Inversionsgrenze durch das Vorherrschen des Flächenanteils (64,3 %) mit einem Schneekoeffizienten von 20 - 30 % aus. Aus diesem Grunde liegt auch der Mittelwert in dieser Kategorie, sodaß etwa mit einem Viertel Schneeanteil am Jahresniederschlag zu rechnen ist.

Durch den Anteil großer Areale mit einem Koeffizienten von >40 % (40,7 qkm bzw. 32 %) wird das Mittel der Gsäuseberge stark gehoben. Demnach dürfte mehr als 1/3 des Niederschlags in Form von Schnee als Rücklage jahreszeitlich gespeichert werden.

Fig. 36.

Der Anteil des festen Niederschlags am Gesamtniederschlag



A = 200 m

7.4.6. Die mittleren maximalen Schneehöhen

Über den aus dem Zeitraum 1901 - 50 errechneten Mittelwert der jährlich gemessenen höchsten Schneemächtigkeit existiert eine Karte von F. STEINHAUSER, die als Grundlage für die in Fig. 39 dargestellte Summenfunktion benutzt wurde.

Für die Reiflinger Scholle ergibt sich, wohl auf Grund der weiten Verbreitung der Verebnungsflächen bis 1.100 m Sh, eine Verflachung gegen den oberen Kurvenabschnitt. Mit über 68 % der Fläche bestimmen die Rücklagen von 0,75 - 1,5 m mittlerer maximaler Mächtigkeit den Großteil der Mittelgebirgslandschaft.

Die Buchstein- und Tamischbachturmgruppe zeigt auch im Kurvenverlauf der mittleren maximalen Schneehöhen die mit zunehmender Höhe geringerwerdenden Flächenanteile an. Trotzdem nehmen die Regionen mit mehr als 1,5 m größter jährlicher Schneehöhe noch 23,5 % bzw. 30,2 qkm der hochalpinen Gebietsfläche ein.

Das Manko, daß durch die rasche Durchlaufzeit der Karstwässer keine allzu langfristige Speicherung erfolgt, wird durch die Rücklagenbildung des Niederschlags in fester Form teilweise ausgeglichen. Die damit verbundene Auswirkung der Rücklagen auf den ober- wie unterirdischen Abflußgang wird bei der Deutung der Ganglinien im dauerbeobachteten Jahr diskutiert. Mit dem Einsetzen des Aufbrauches ergab sich zumeist bis in den fortgeschrittenen Sommer eine einschneidende Beeinflussung der physikalischen (Schüttung und Temperatur) und chemischen (Mineralisation und Ca/Mg-Verhältnis) Meßgrößen.

Histogramm



Gesamtareal
 Gesäusehochalpen
 Reifl.Scholle

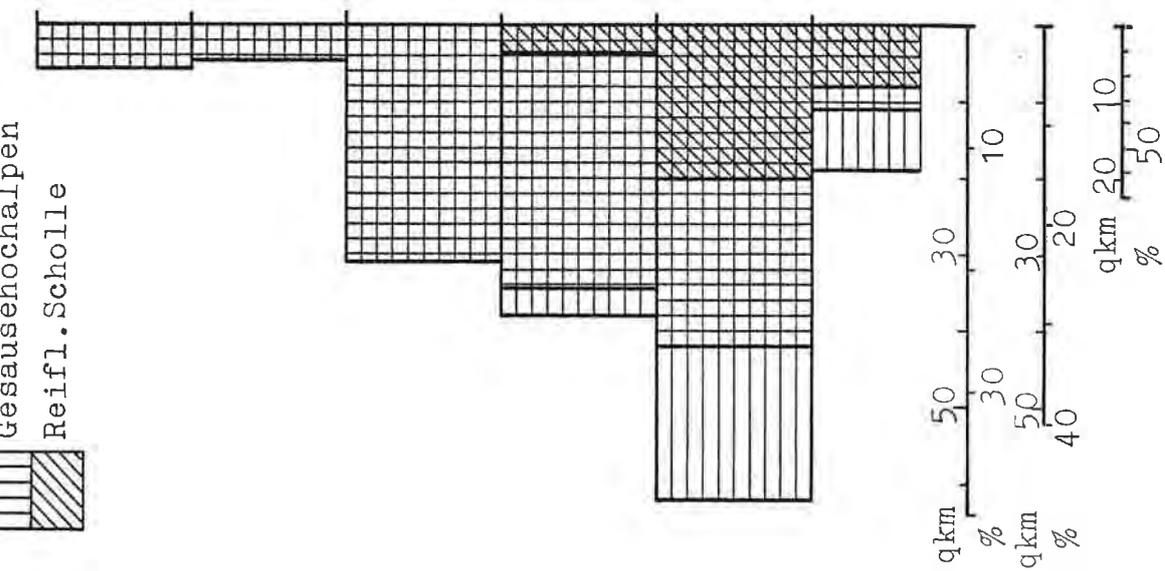


Fig. 37: Die Verteilung des Schneekoeffizienten

(Schneeanteil am Gesamtniederschlag) auf die Gebietsflächen.

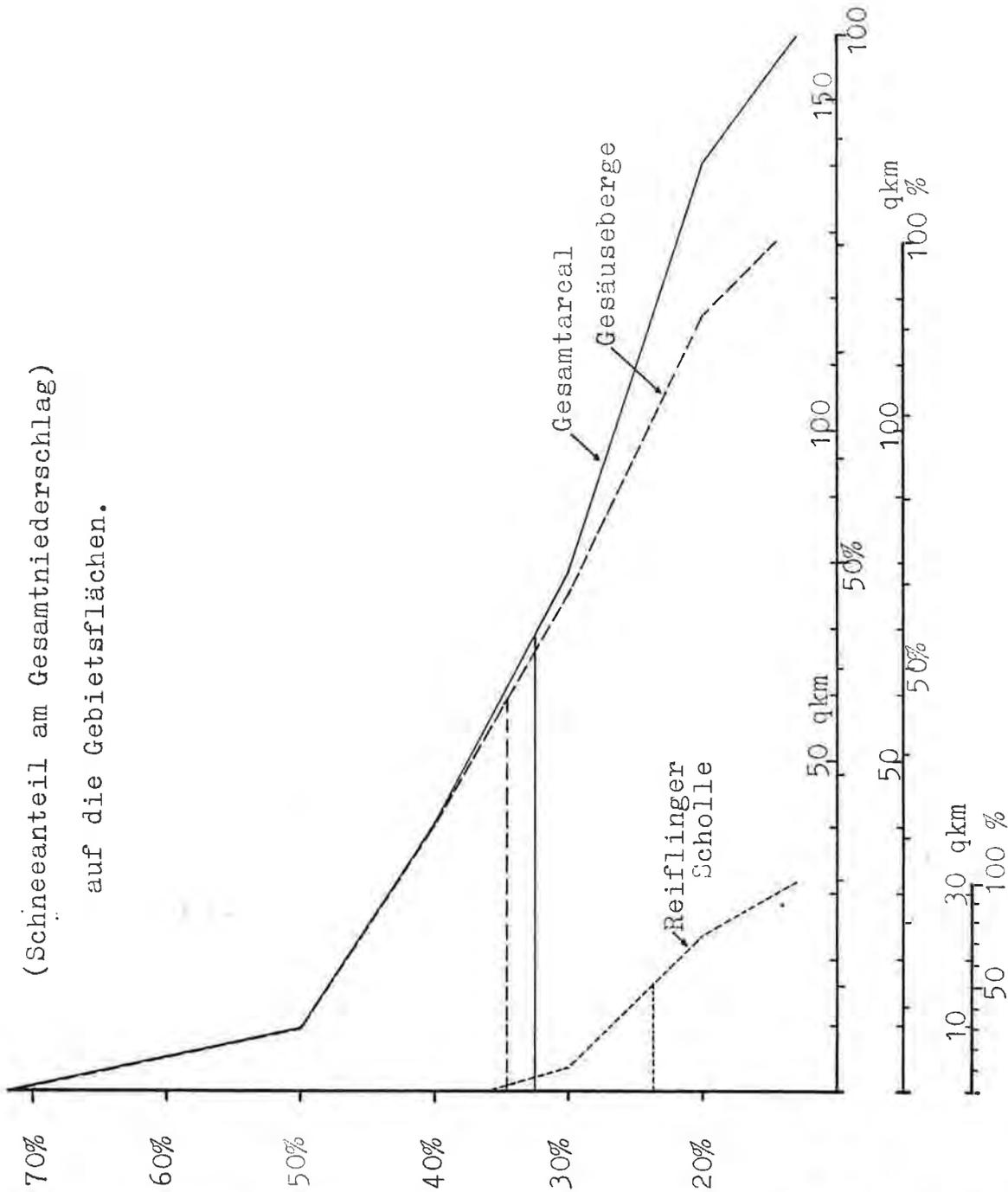


Fig. 38: Der Anteil des Gesamtareals an den mittleren Jahres-temperaturen

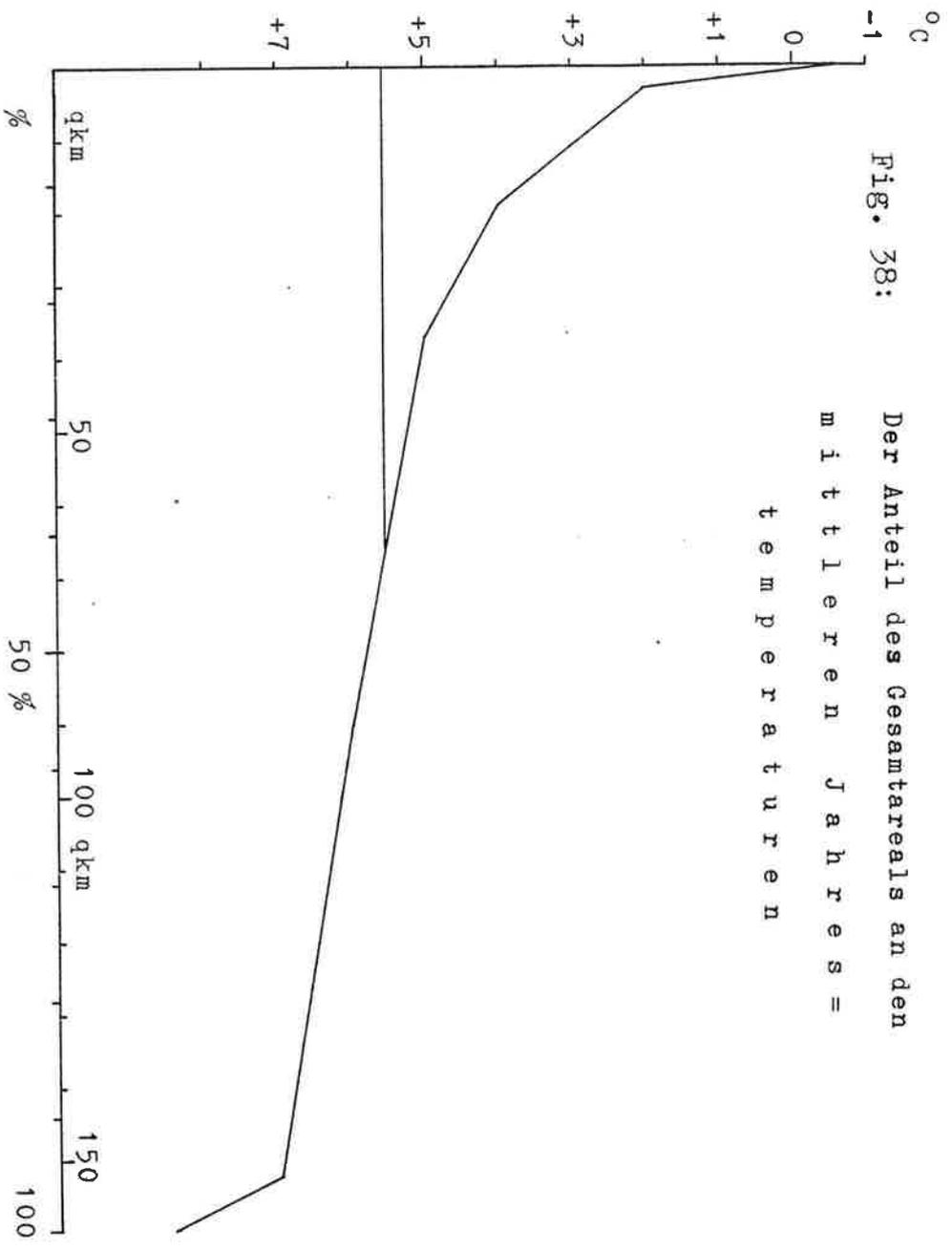
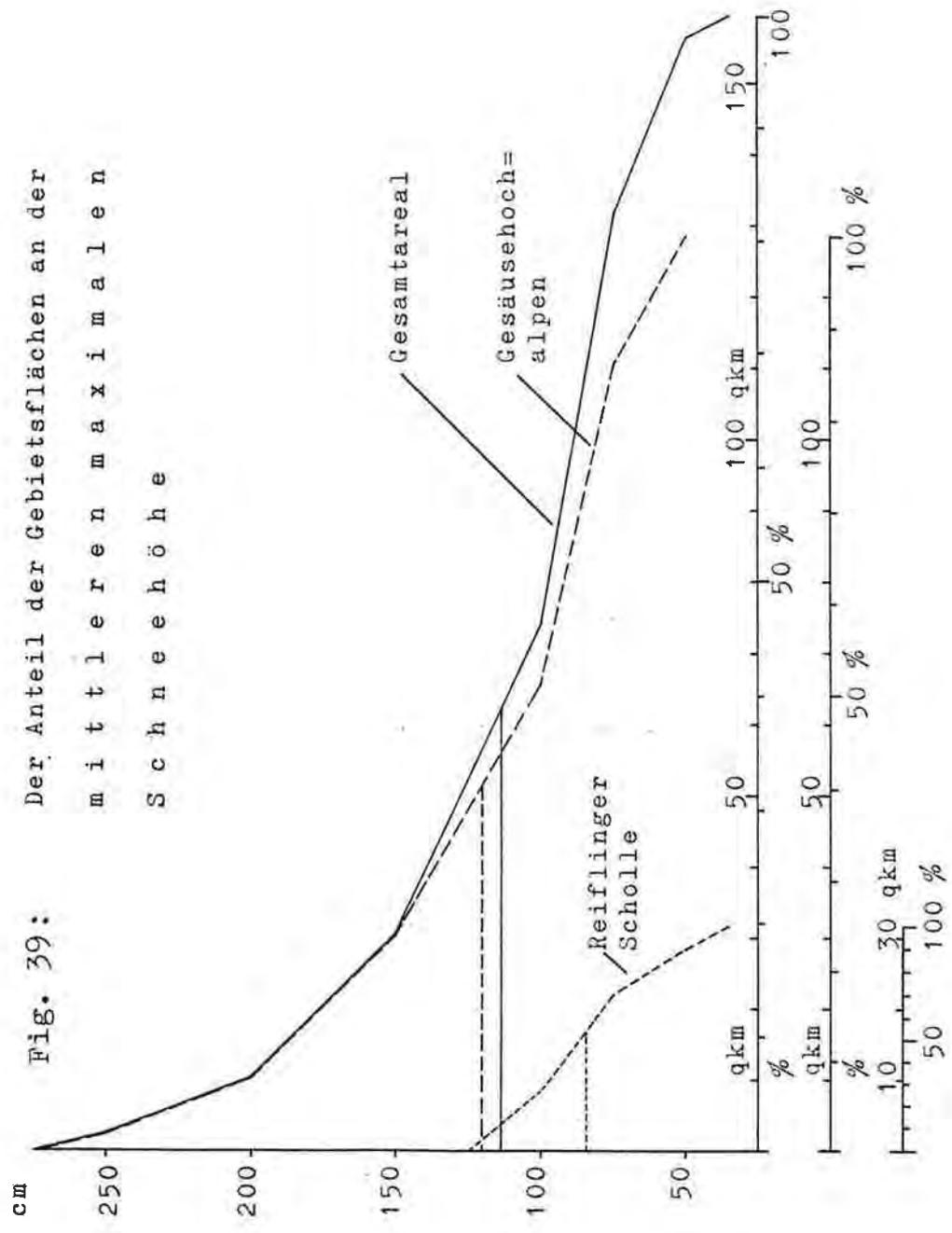


Fig. 39: Der Anteil der Gebietsflächen an der mittleren maximalen Schneehöhe



7.5. Lufttemperatur

Die Vielfalt der lokalen Einflüsse und Expositionen, vor allem aber das Problem der Temperaturabnahme mit zunehmender Höhe, kann mit dem vorliegenden Datenmaterial keiner Klärung unterzogen werden. Gleich wie bei den Niederschlagsmessungen wirkt sich dabei der Mangel an Temperaturmeßstationen, die im Arbeitsgebiet lediglich auf die Talbereiche beschränkt sind, negativ aus (Fig. 18).

In gewissem Sinn kann die auf den Meeresspiegel reduzierte Karte der Unzulänglichkeit des Stationsnetzes beikommen (Fig. 23). Wie aus Tab. 10 zu ersehen ist, ergibt sich eine gute Übereinstimmung zwischen gemessenen und berechneten Temperaturmittelwerten.

Infolge des Gegensatzes der ozeanisch beeinflussten Bereiche im Staugebiet der Alpen zu dem vergleichsweise kontinental geprägten Längstalbecken lassen sich zwei Typen herausarbeiten. Wie schon bei der Betrachtung der Niederschlags- und Schneeeverhältnisse zum Ausdruck gekommen ist, sind die Stationen Liezen und Admont neben der geringeren Niederschlagsmenge vor allem durch eine größere Jahresschwankung im Verein mit einem relativ tieferen Mittel der Lufttemperatur kontinental geprägt. Als Kriterium der Kontinentalität gibt E. SEEFELDNER (1961, 28) die Überschreitung der 21 °C Jahresschwankung an (Tab. 10 und Fig. 40).

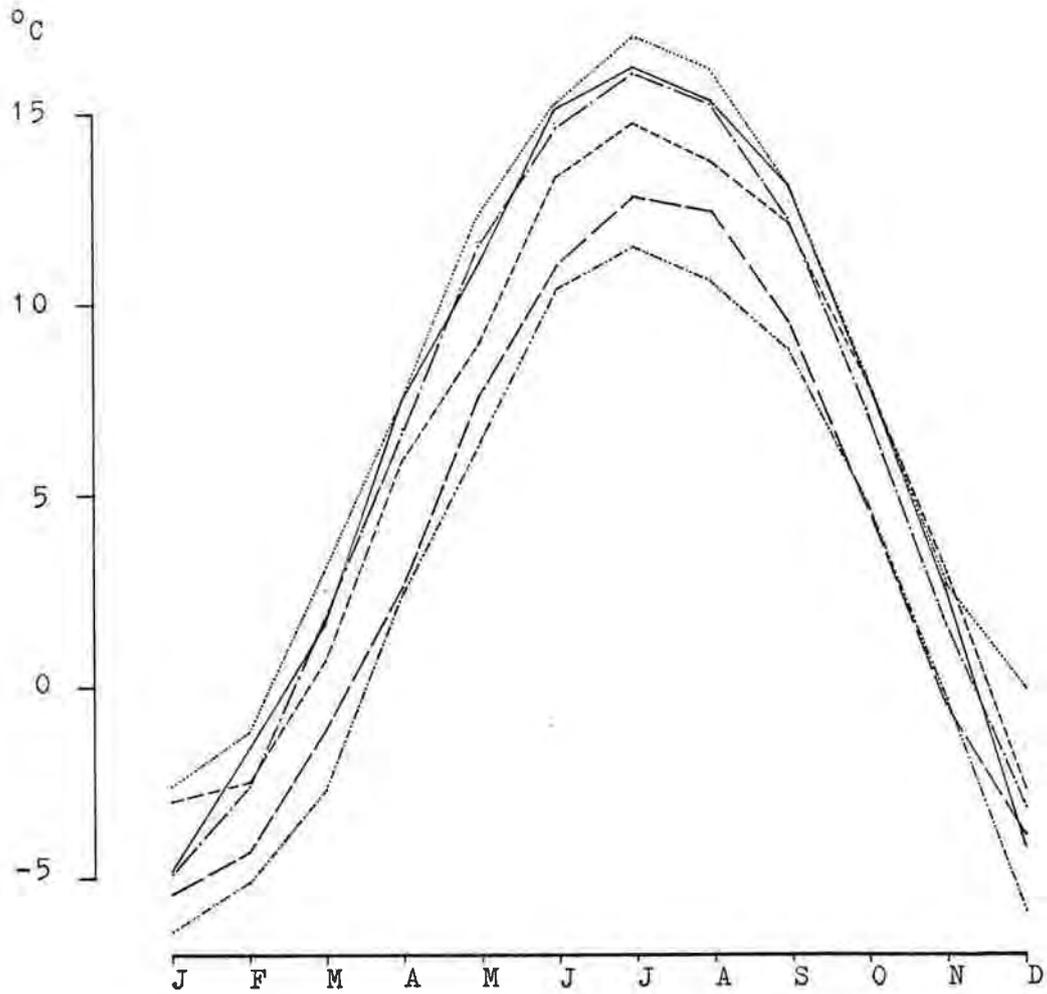
Eine bekannte Erscheinung ist die Abnahme der Schwankung mit zunehmender Höhe. Man erkennt deutlich, wie der Einfluß der Inversion im Längstalbecken gegen die Hangbereiche (Admont/Liezen : Kl.Pyhr gas) merkbar abnimmt (Fig. 40).

Tab. 10: Monats- und Jahresmittelwerte, Schwankungsziffern und errechnete Werte der Temperatur

Station	Sh	Monatsmttl.		Jahres-		nach Kreps
		max.	min.	Schw.	Temp.	
Reichraming	380	17,1	-1,8	18,9	8,0	---
Hieflau	492	16,9	-2,6	19,5	7,5	8,0
Hinterstoder	580	15,7	-3,8	19,5	6,3	---
Wildalpen	610	16,7	-4,0	20,7	6,8	6,5
Admont	615	16,0	-4,9	20,9	6,3	6,4
Windischgarsten	620	16,3	-3,3	19,6	7,0	---
Liezen	660	16,2	-4,8	21,0	6,7	6,7
Spital/Pyhrn	660	15,7	-2,7	18,4	6,9	---
Eisenerz	737	16,3	-2,6	18,9	7,2	7,3
Johnsbach	773	15,3	-3,9	19,2	6,1	6,1
Klein Pyrgas	1010	14,7	-3,0	17,7	6,0	---
Präbichl	1227	12,8	-5,4	18,2	3,8	3,9
Huttererböden	1380	12,1	-6,0	18,1	3,3	---
Linzer Haus	1400	11,5	-6,4	17,9	2,9	---
Feuerkogel	1598	11,0	-4,4	15,4	3,2	---

Mit Hilfe der Karte der mittleren Lufttemperaturen für das Normaljahr 1901 - 50 (F.STEINHAUSER) und der - aus den reduzierten Temperaturen - berechneten Extremwerte konnte die Verteilung graphisch dargestellt werden (Fig. 38).

Fig. 40: Jahresganglinie der TEMPERATUR



—————	Liezen	660 m	1961 - 70	6,7 °C
- - - - -	Admont	615 m	1901 - 70	6,3 °C
.....	Hieflau	492 m	1925 - 70	7,5 °C
- - - - -	Kl. Pyhr gas	1010 m	1961 - 70	6,0 °C
—————	Präbichl	1227 m	1901 - 70	3,8 °C
- - - - -	Linzer H.	1400 m	1961 - 70	2,9 °C

Mittlere Jahrestemperaturen über 7°C werden nur in den Niederungen des äußersten nördlichen Gebietsteiles registriert und treten deshalb flächenhaft zurück. Demgegenüber nehmen die Jahresmitteltemperaturen von $5 - 7^{\circ}\text{C}$ die größte Fläche ein (115 qkm bzw. 72 %), da diese Stufung etwa mit der Häufigkeit der Höhenschichten bis 1.100 m Sh zusammenfällt (Fig. 14). Mit 37 qkm (> 23 %) werden dennoch die kühleren Hochgebirgslagen (von $-0,6$ bis 5°C) in ihrer Bedeutung an der progressiv steigenden Abflußhöhe (Fig. 27) hydrologisch besonders wirksam.

S P E Z I E L L E R T E I L

8. Die hydrogeologische Aufnahme

Zum Zweck der Abklärung des unterirdischen Entwässerungsmechanismus einschließlich der Wechselwirkung: Quellgröße zu Gestein zu hydrochemischer Beschaffenheit wurde eine Quellaufnahme in dem Gebiet der nördlichen Gesäuseberge (Fig. 1) durchgeführt.

Die Geländebegehungen, die in den Sommer- und Herbstmonaten der Jahre 1973 - 1975 erfolgten, hatten, neben der kartographischen Erfassung (Lage und Sh) der Quellen, vor allem die Messungen von Wasser- und Lufttemperatur, Schüttung und Chemismus: pH, Leitfähigkeit, Karbonat-, Gesamt- und Nichtkarbonathärte, Ca/Mg-Verhältnis - ausgedrückt in

$$\% \text{ Ca} = \frac{\text{mval Ca} \cdot 100}{\text{mval}(\text{Ca}+\text{Mg})}$$

zum Ziel (Tafel: IV, V, VI, VII, VIII). Im Sommer des Jahres 1983 wurden weitere hydrochemische Vollanalysen durchgeführt.

Fragestellung dieser Neuüberarbeitung war überdies eine Bestandsaufnahme der in der Zwischenzeit neugefaßten Quellen. Grundsätzlich ist zu bemerken, daß die zahlreichen Quellwasservorkommen kaum genutzt werden. Kleine Einzelwasserversorgungen und Genossenschaften befinden sich im Bereich der Siedlungsräume, überörtliche Entnahmen liegen nicht vor.

Außerdem war die Beurteilung der geologischen Situation, des Quelltyps und der Vegetation (im Bereich des Quellmundes) für die Deutung der physikalisch-chemischen

Meßgrößen notwendig. Sämtliche Daten wurden in einem Quellkataster systematisch gesammelt (z.T. mit Lage- und Profilskizzen und Fotos), der auf Wunsch zur Verfügung gestellt werden kann.

8.1. Zur Frage der Niveaugebundenheit der Quellen

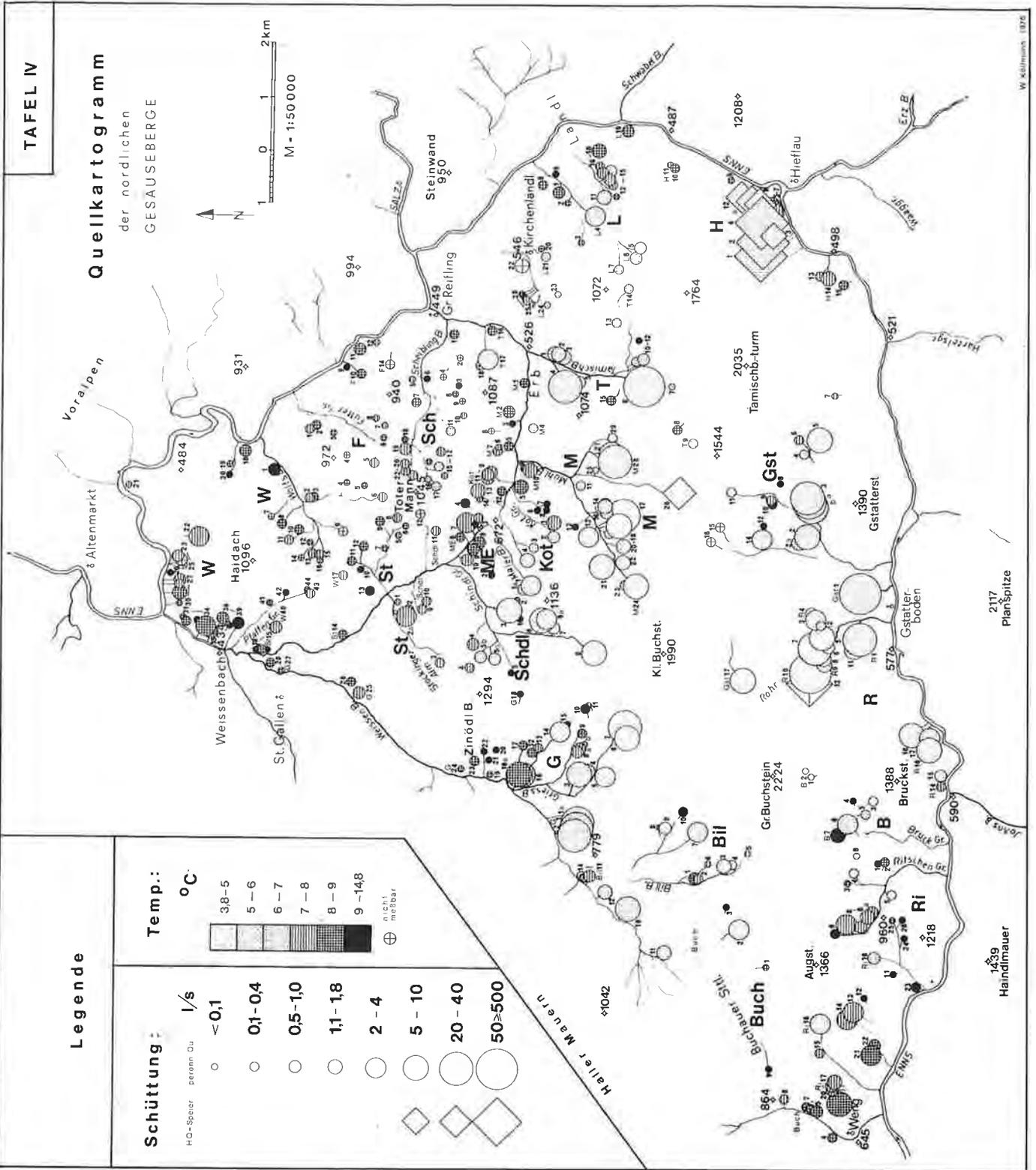
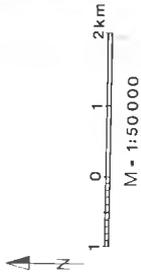
Wie bereits zum Ausdruck gekommen ist, zeichnen sich gewisse Höhenbereiche sowohl durch eine Häufung von Verebnungsflächen aber auch von Quellen und Höhlen aus. Nachdem sich bei der Darstellung der Quellaustritte in Abhängigkeit von der Seehöhe im Histogramm (Fig. 41) keine überzufälligen Beziehungen erkennen ließen, wurde ein Verfahren, das die Höhe über der rezenten Erosionsbasis berücksichtigt, gewählt.

Es wurde die relative Höhe des Quellmundes über der Enns als Vorfluter in gleicher geographischer Breite errechnet (Fig. 44). Dadurch wird bei einem Mithalten der Karstwasserdrainage (im Falle, daß sich die unterirdische Entwässerung auf die Erosionsbasis eingestellt hat) auch für ältere Vorflutstadien bzw. Niveaus das Gefälle des Flusses eliminiert. Es beträgt derzeit von Hieflau - Weißenbach/Enns 85 Meter bzw. 3,9 % (Admont - Weißenbach/Enns: 213 Meter, was einem Mittelwert von 5,6 % entspricht). Diese Werte sind obendrein ziemlich ähnlich dem Gefälle des präglazialen Talbodens (4 % nach A. PENCK & E. BRÜCKNER 1909, 232).

In einem Häufigkeitsdiagramm (Fig. 42) aufgetragen, erkennt man, daß einige Quellen bis auf die rezente Vorflut eingestellt sind, was nicht verwundert, wenn man

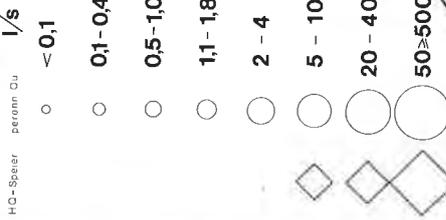
TAFEL IV

Quellkartogramm
der nördlichen
GESAUSEBERGE



Legende

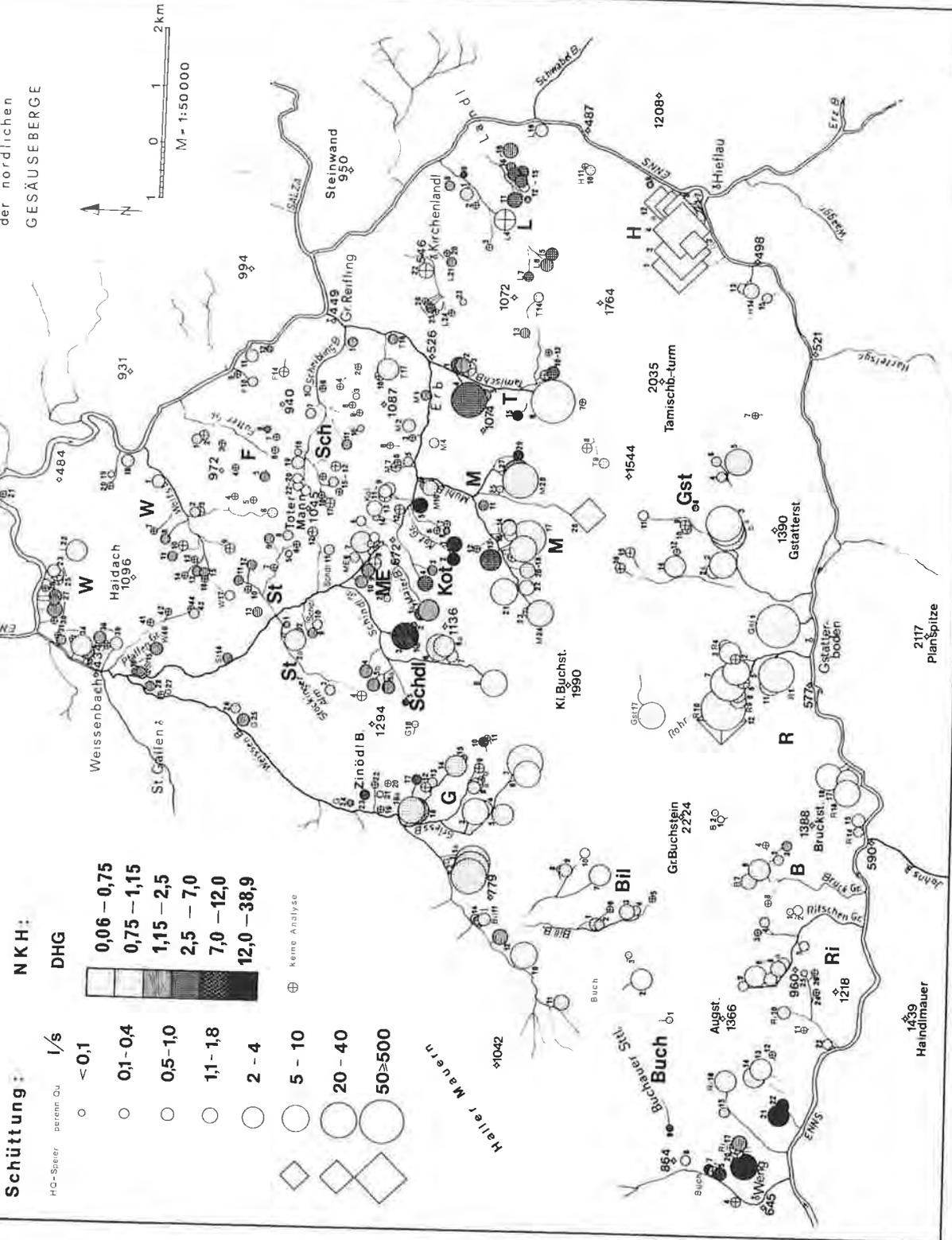
Schüttung:



Temp.:

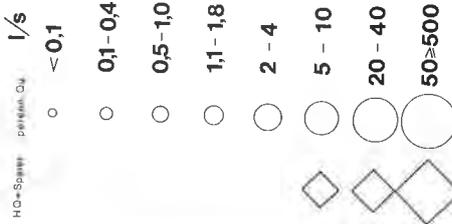


Quellkartogramm
der nördlichen
GESÄUSEBERGE

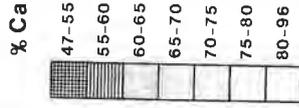


Quellkartogramm
der nördlichen
GESÄUSEBERGE

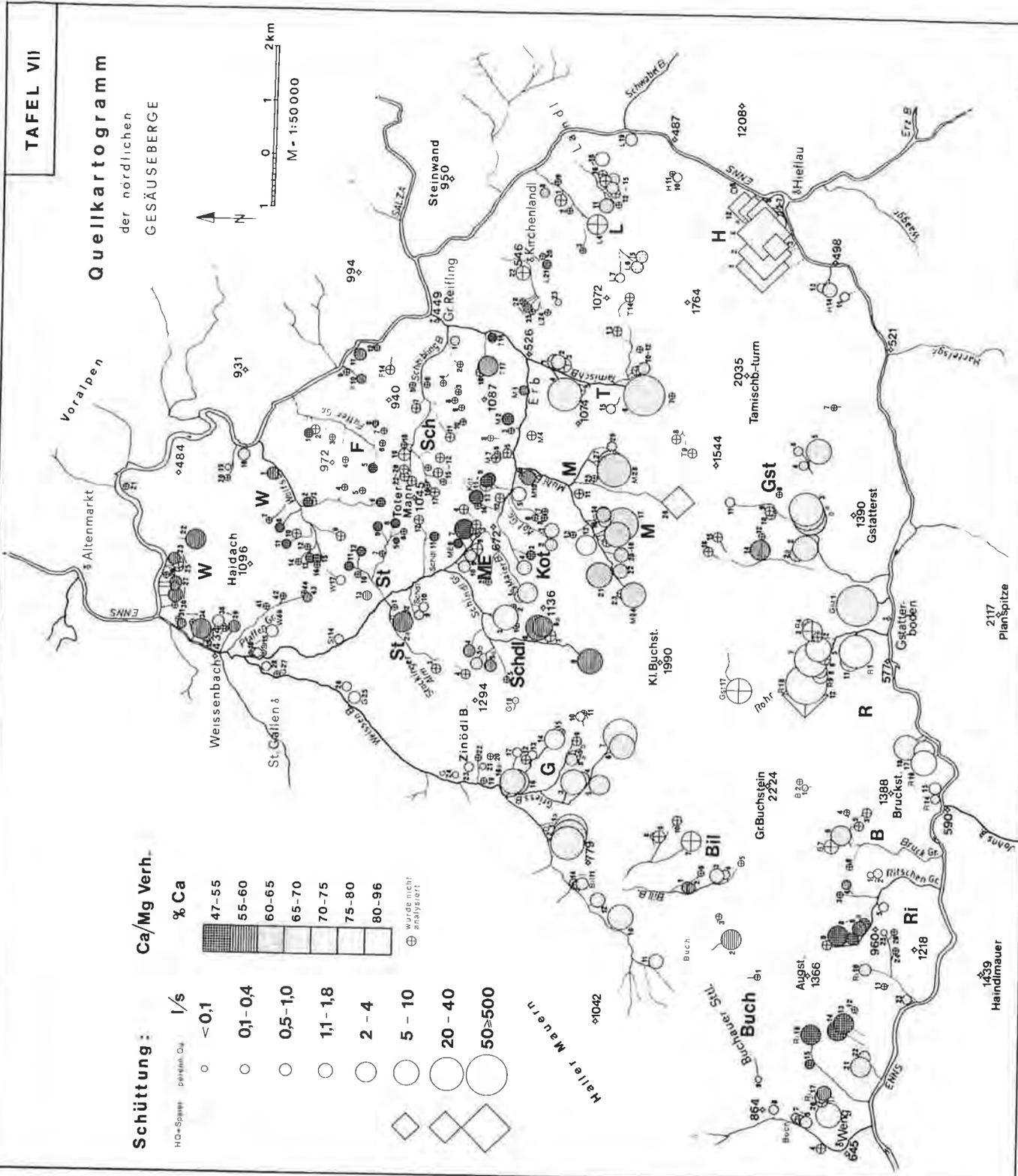
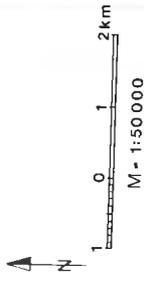
Schüttung:



Ca/Mg Verh.



⊕ wurde nicht analysiert



Quellkartogramm
der nördlichen
GESAUSEBERGE

Schüttung:

H₂O-Speicher, perenn. Qu.

○ <0,1

○ 0,1-0,4

○ 0,5-1,0

○ 1,1-1,8

○ 2-4

○ 5-10

○ 20-40

○ 50-500

Tonnen/Jahr

1-9

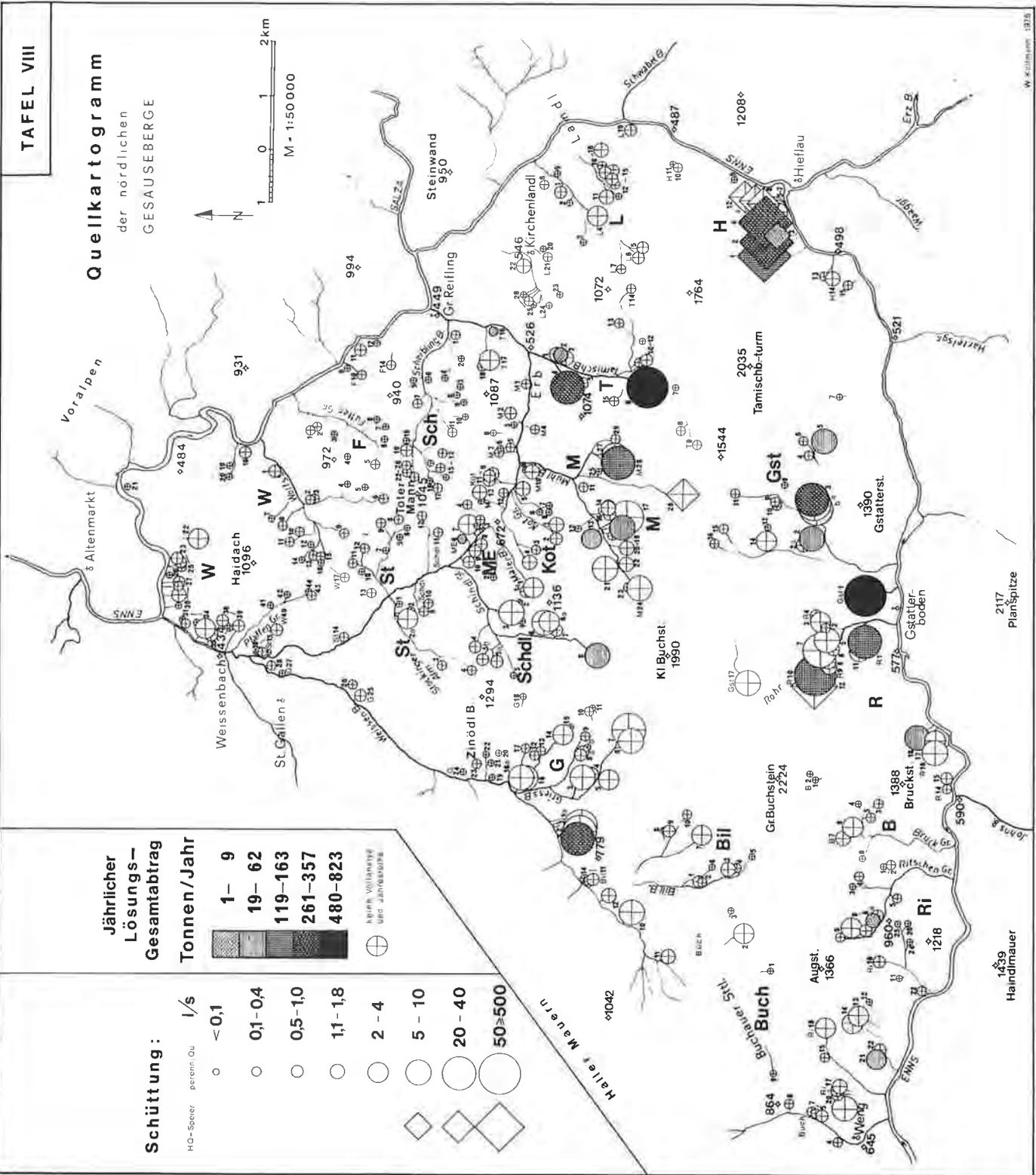
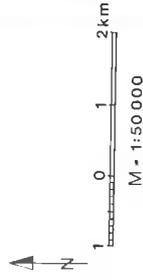
19-62

119-163

261-357

480-823

keine Vollerfüllung
im Jahresverlauf



H I S T O G R A M M E

Häufigkeiten der - nicht petrographisch bedingten -
Austrittshöhen von Quellen und Verebnungsflächen.

Fig. 41:

Anzahl der Quellen
in m Sh

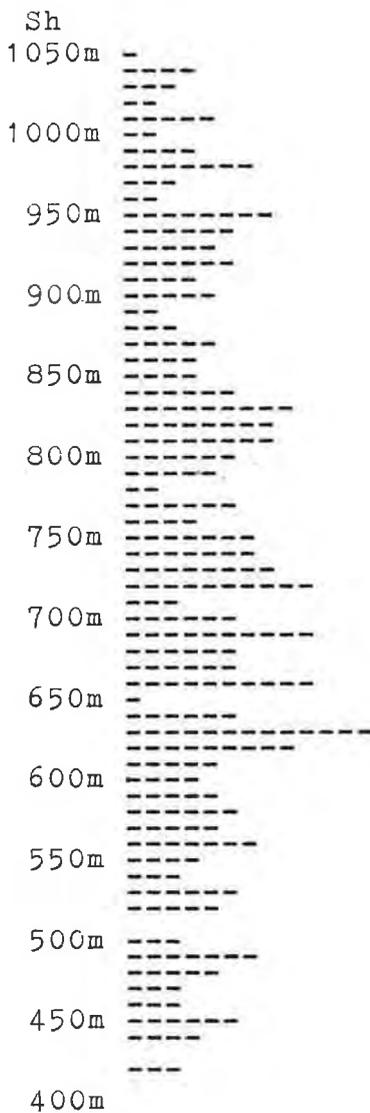


Fig. 42:

Anzahl d. Qu.
in m
Höhe über der
Vorflut

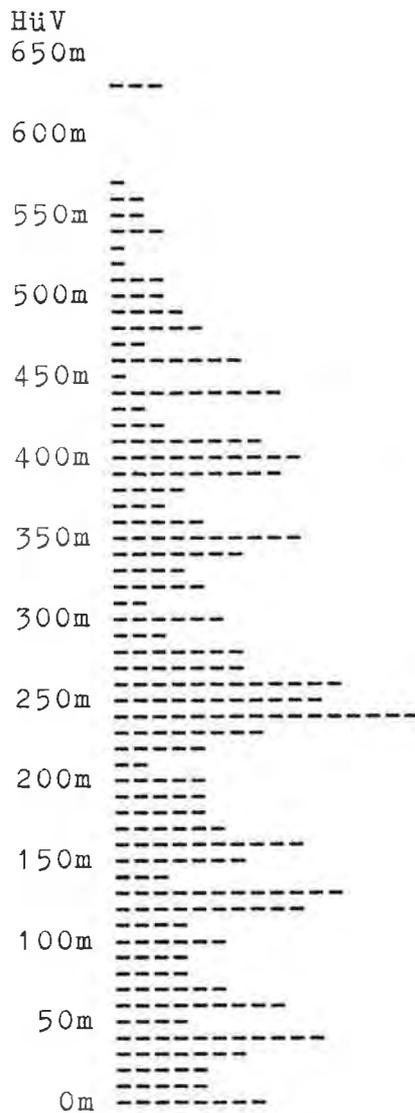
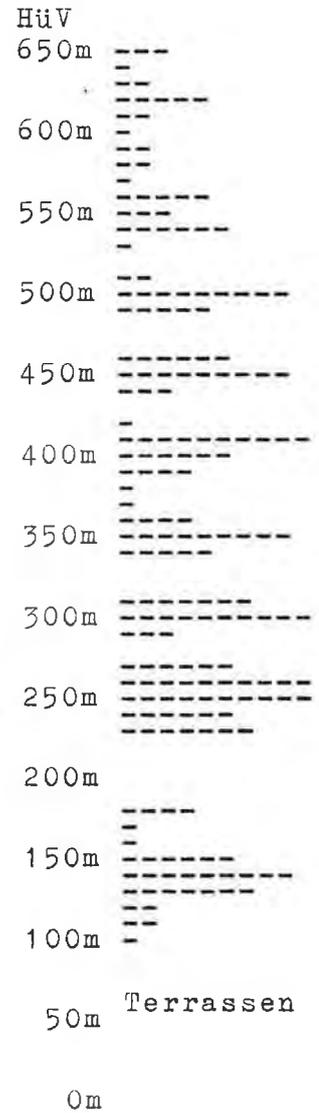


Fig. 43:

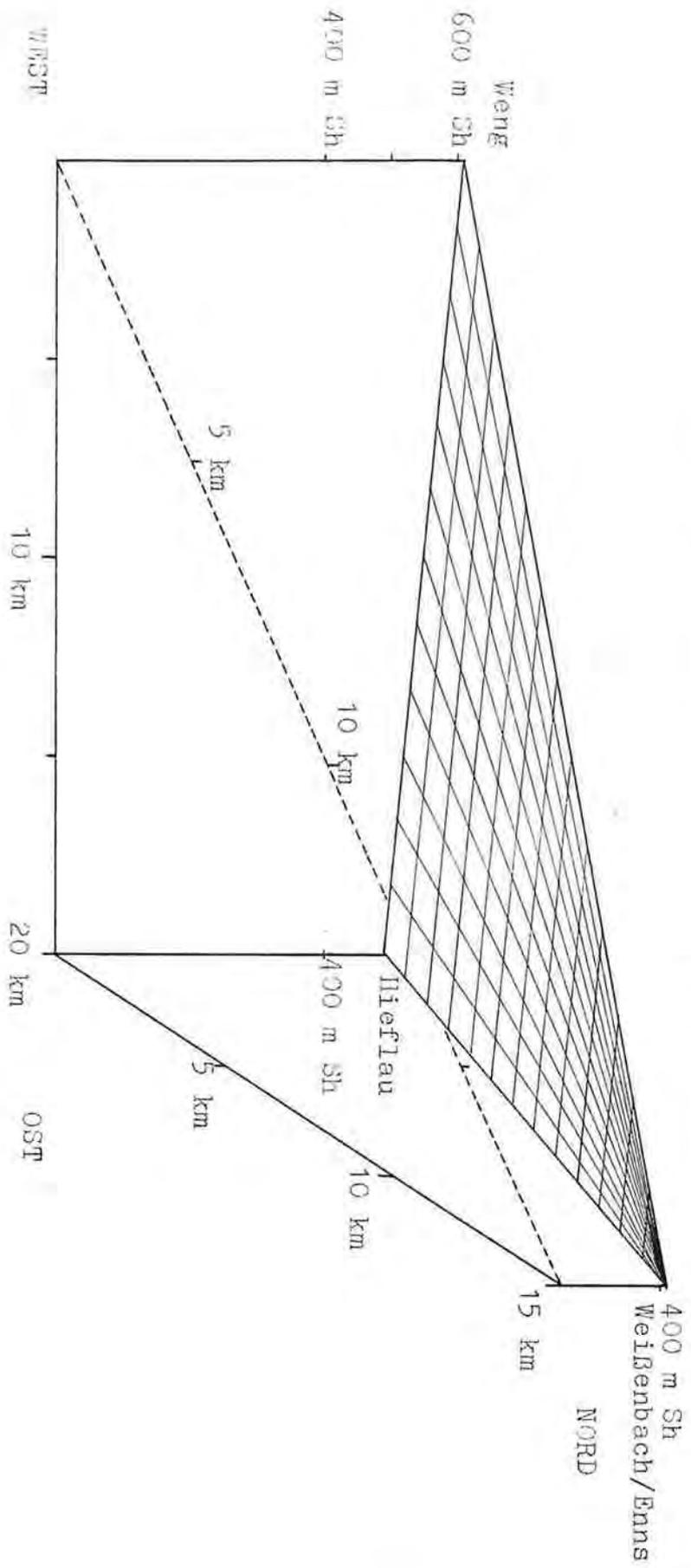
Anzahl der Niveaus
in m
Höhe über der Vor=
flut



Terrassen

Fig. 44:

MODELL ZUR ERMITTLUNG DER RELATIVEN HÖHE
ÜBER DER REZENTEN VORFLUT



an die gewaltige Tiefenerosion des Riß-Würm Interglazials (A. TORNGUIST 1915, 209) denkt. Besondere hydrogeologische Austrittsverhältnisse (wie Schichtstauquellen) wurden in diesem Diagramm selbstverständlich nicht dargestellt. Es zeigen sich Häufungen der ausschließlich niveaugebundenen Quellen in 0, 40, 120 - 160, 240 - 260, 350 und 390 - 410 Meter Höhe über der rezenten Vorflut.

Nach Behandlung der Niveaus unter Anwendung der gleichen Differenzrechnung, kristallisierten sich folgende Höhenstufen heraus: 130 - 150, 230 - 270, ca. 300, 350, 410, ca. 450 und um 500 Meter über der Vorflut (Fig. 43).

Man erkennt dabei, daß sich die tieferen Zonen nahezu vollständig decken, was

1. ein Mithalten der Verkarstung mit den bedeutenderen oberirdischen Denudations- und Vorflutniveaus belegen kann,
2. zeigt, daß der Entwässerungsmechanismus gewisser Karstbereiche heute noch immer auf ältere Erosionsbasen eingestellt ist.

Die Austrittsursache der Quellen im Bereich der Kroisenalm (Gst 2, 2a, 3, 3a und 3b) ist nicht nur durch das Ausstreichen der Seetone erklärbar, auch ein Mithalten der Verkarstung muß dabei einkalkuliert werden. Denn nur bei Vorhandensein verdeckter Karstwasserausstritte ist ein derart großes Wasserdargebot (ca.: 100 l/s) in dieser Höhe (ca.: 850 m Sh) erklärbar.

Eine Parallelisierung mit höheren Niveaus (> 400 m relativer Höhe) erscheint nicht mehr vertretbar, da diese durch jungalpidische Verbiegungen und Schrägstellungen verstellt worden sein dürften.

Als Nachteil dieser Statistik muß eingewandt werden, daß mehr oder weniger bedeutende und unbedeutende Ausstritte bzw. Niveaus gleich schwer gewichten (Fig. 42 u. 43).

8.1.1. Das 4-dimensionale Verteilungsdiagramm

Diesem Mangel kann durch eine absolute Darstellung, die die Quellschüttung zur Zeit der Aufnahme größenordnungsmäßig berücksichtigt, einigermaßen Rechnung getragen werden.

Zum Zweck der Veranschaulichung der Quellintensitäten pro Höhenschichte wurde das Diagramm der Beziehungen:

Höhe über dem Vorflutniveau zu
Quellwassertemperatur zu
Schüttung zu
Gesamthärte

erstellt (Fig. 45, Tafel IX und X).

Gleichzeitig können auf der Abszisse des linken Quadranten die sommerlichen Quellspenden pro Höhenstufe entnommen werden (Tafel IX und X). Die Schüttung (l/s) sämtlicher gleich hoch gelegener Quellen wird in den betreffenden Höhenstufen subsumiert. Es treten dann wirklich nur die starken Quellen eindeutig in Erscheinung (Histogramme mit Wasseranfall pro Höhenschichte).

Wie schon bei den Vorbemerkungen zum Ausdruck gekommen ist, werden gewisse Höhenlagen besonders von Quellaustritten bevorzugt (0 - 40 m, 100 - 140 und 240 - 260 m über der rezenten Vorflut).

Man kann darin eine Niveaugebundenheit an ältere Vorflutssysteme sehen, was durch das unvermittelte Austreten starker Quellen (R2 - 10, G3 - 7, Ri 13 - 19, Buch 10, I4, L11, T6 und T17 - 18) ohne sichtbare Ursache (es handelt sich weder um Schichtstauquellen noch Schichtanlagerungsquellen) beweisbar ist. Auch die bereits besprochene Quellgruppe Gst 2a - 3b (Kroisenalm) ist an eine dieser Höhenlagen (240 - 260 m über der

Abflußspende pro
20m relativer
Höhenstufe:

relative
Höhe (m)

Die Beziehungen:

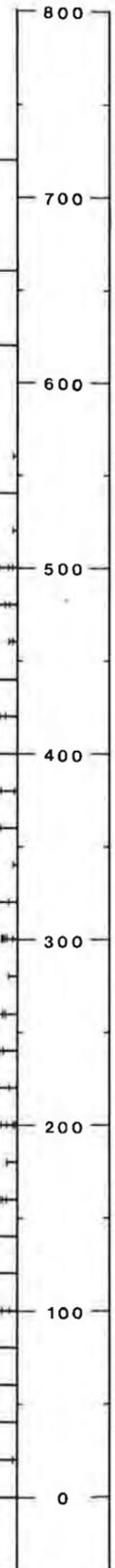
Quellwassertemp.: Höhe : Lufttemp.: Schüttung : Gesamthärte
Die Bezeichnung der Quellen ist Fig 75 zu entnehmen

LEGENDE

Schüttung L/s		Gesamt- härte DHG
HQ-Speier	perenn Qu	
○	-0,1	<p>5-7 7-9 9-11 11-13 13-15 15-49</p>
○	0,1-0,4	
○	0,5-1,0	
○	1,1-1,8	
○	2-4	
○	5-10	
◇	20-40	<p>⊕ wurde nicht analysiert</p>
◇	50-500	
◇	50-500	

300 200 100

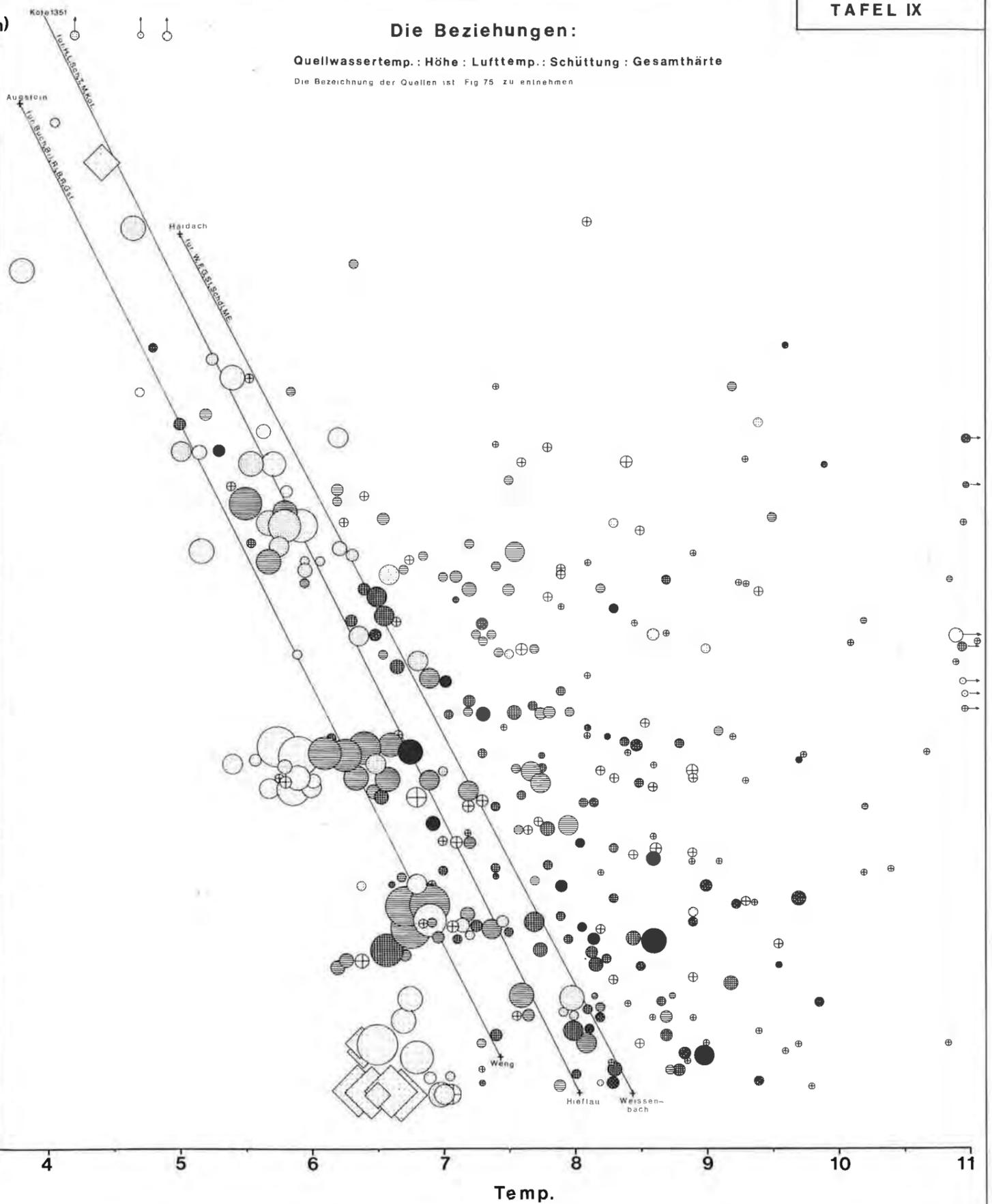
l/s



4 5 6 7 8 9 10 11

Temp.

>1 cm/s

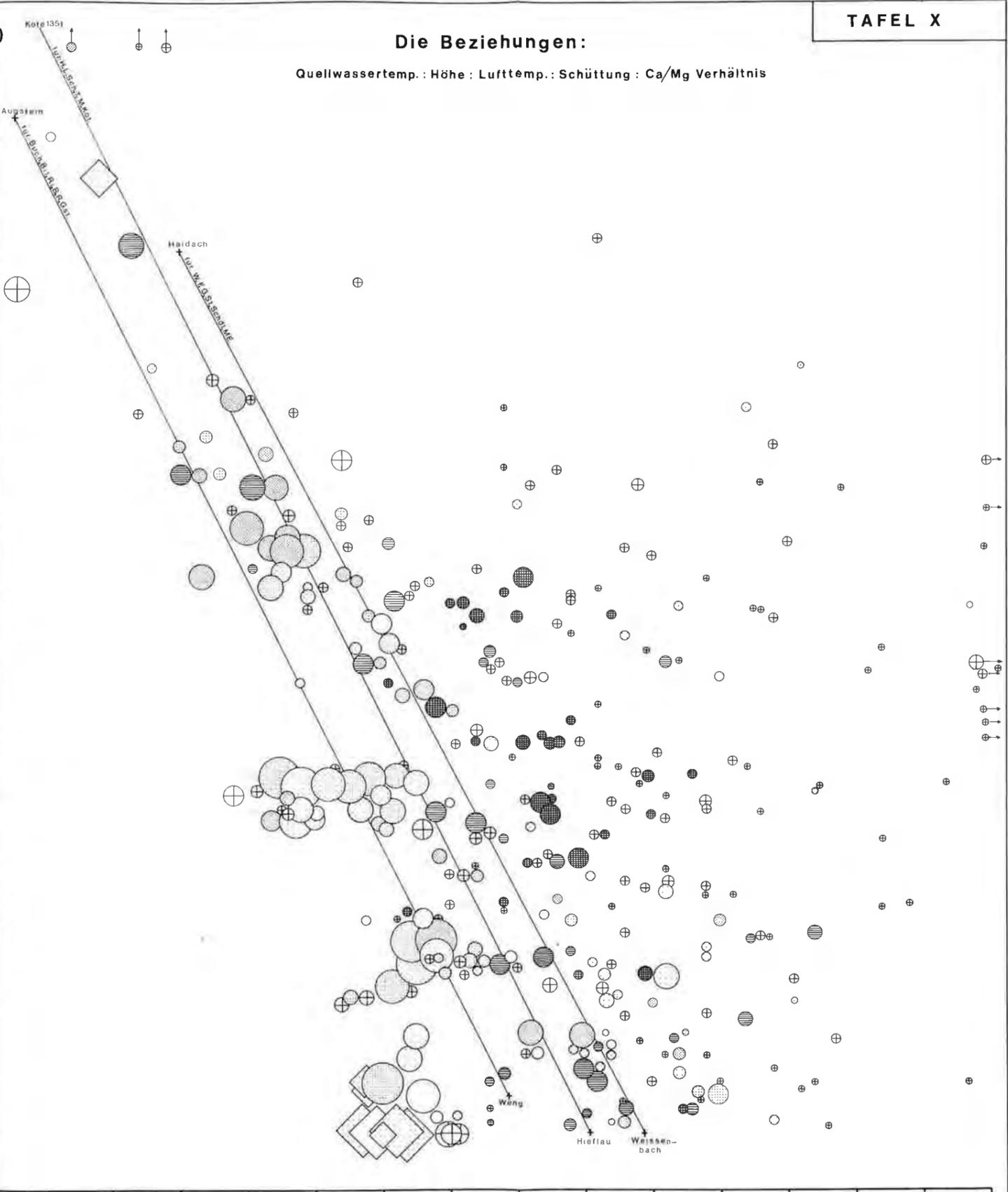
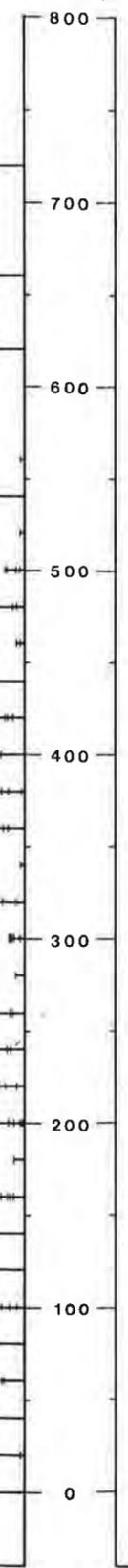


Die Beziehungen:

Quellwassertemp. : Höhe : Lufttemp. : Schüttung : Ca/Mg Verhältnis

Abflußspende pro
20m relativer
Höhenstufe:

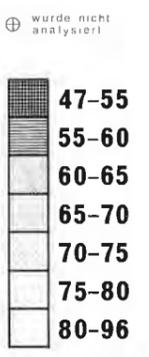
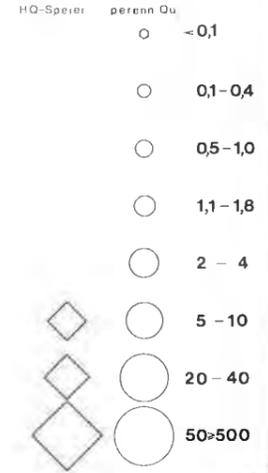
relative
Höhe (m)



LEGENDE

Schüttung
L/s

Ca/Mg Verh.
%Ca



⊕ wurde nicht analysiert

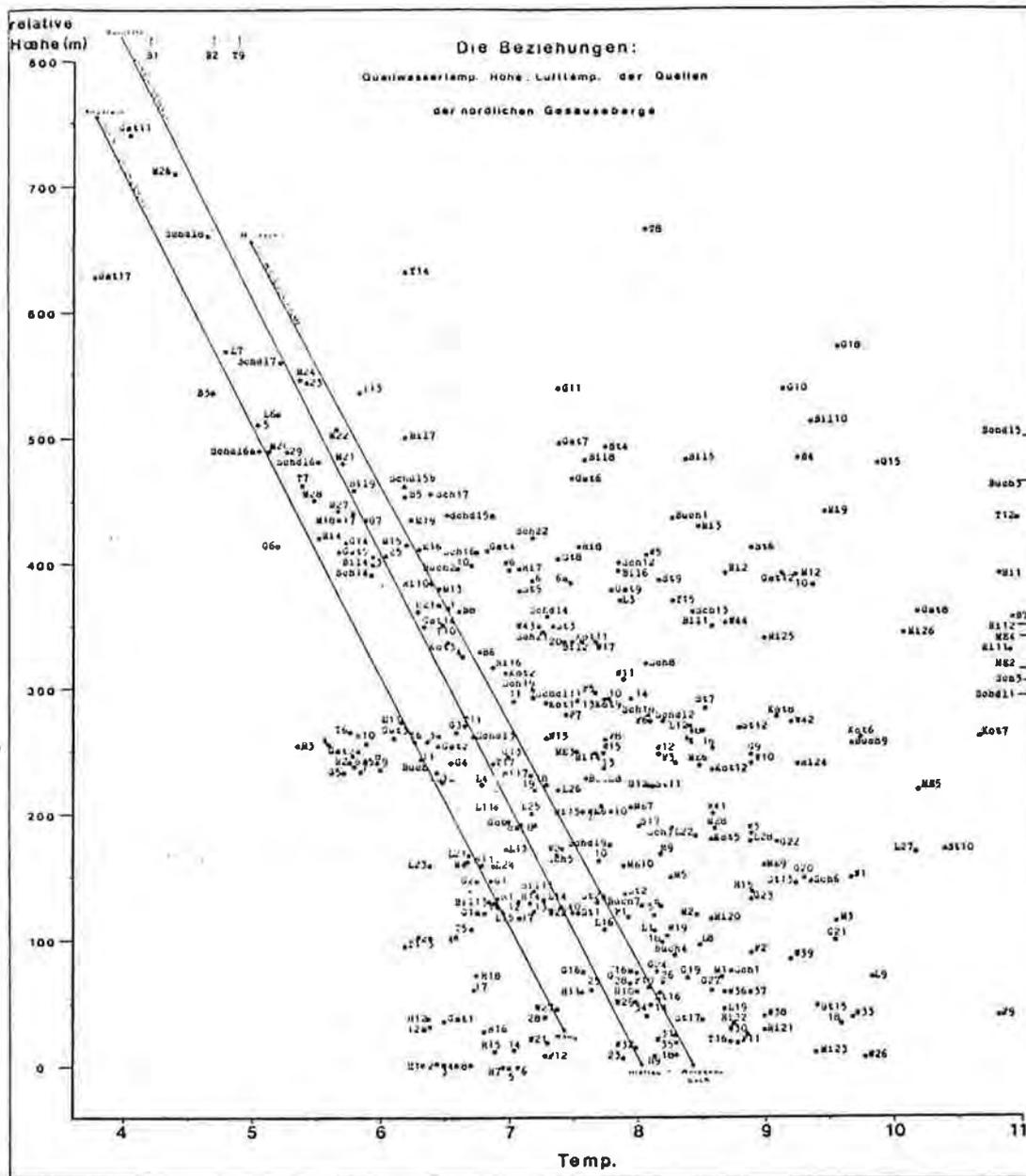
>1 cbm/s

300 200 100

l/s

Temp.

Fig. 45



Enns) gebunden. Auch der präglaziale Talboden in ca. 150 m über der Enns (A.PENCK & E.BRÜCKNER 1909, 232) ist heute noch im Karstentwässerungsmechanismus wirksam.

3.2. Die Quellwasser-Temperaturen

Generell kann in Fig. 45 eine höhenabhängige Zunahme der Quelltemperatur von links oben nach rechts unten beobachtet werden (vergleiche dazu Tafel IX und X). Aus den Lufttemperaturen von drei Expositionen wurden Regressionsgeraden der Beziehung: Temperaturabnahme mit zunehmender Höhe gebildet. Da Karstquellen meist von einem weit- und hochreichenden Einzugsgebiet alimentiert werden und deshalb tief temperiert sind, fallen sie aus dieser normalen Beziehung heraus.

Unter der Annahme einer ganzjährigen Infiltration gibt die mittlere Quellwassertemperatur im allgemeinen Auskunft über die Lufttemperatur der mittleren Höhe des Einzugsgebietes (J.ZÖTL 1961, 161f und 1974, 32, 35 und 146; R.BRINKMANN 1967, 21; B.TOUSSAINT 1971, 42). Unter Zuhilfenahme der Karte der reduzierten Lufttemperaturen (Fig. 23) läßt sich für den vorgegebenen Wert der Temperatur die Seehöhe berechnen.

Da jedoch von den meisten Quellen lediglich eine Sommermessung vorliegt, ist daraus die Abschätzung der mittleren Höhe des Einzugsgebietes problematisch. Es hat sich jedoch bei der Dauerbeobachtung an den meisten Quellen gezeigt, daß die Wassertemperatur im allgemeinen äußerst konstant ist, aber auch starken Verzögerungen unterliegen kann (Quelle T 2, T 4 und H 4).

Nach J. ZÖTL (1961, 161f) besitzen Karstquellen im Vergleich zum Jahresmittel der Lufttemperatur im Sommer um 1,5 - 2°C höhere Werte, während Dolomitquellen mit > 2°C über dem Jahresmittel der Lufttemperaturen der mittleren Höhe des jeweiligen Einzugsgebietes liegen.

Für eine Abschätzung, wie weit die Quellwassertemperaturen vom Durchschnitt entfernt sind, bzw. ob eine Alimentation aus größerer Höhe oder eine zeitlich begrenzte Infiltrationsperiode vorliegt, eignet sich der Vergleich mit dem eingezeichneten Gradienten.

Um den verschiedenen orographischen Gegebenheiten gerecht zu werden (unterschiedliche Basis-Nullpunkte, Inversionen etc.), wurden für 3 Profile die Gradienten eingezeichnet (Weng - Augstein, Hieflau - Almmauer, Weißenbach - Haidach).

Die Differenzierung in Kalkkarst- und Dolomitwässer, die für die Beurteilung der Temperaturverhältnisse notwendig ist, gestattet die Kennzeichnung der hydrochemischen Beschaffenheit (Tafel IX und X). Die Gesamthärte, die die Zuordnung der Quelleinzugsgebiete im Kalk (< 7 DHG), Dolomit (> 9 DHG) und in Lockergesteinskörpern (9 - 12 DHG) ermöglicht (Tafel IX), zeigt außerdem bei stark erhöhten Werten den Kontakt mit gipsführendem Haselgebirge an.

Die Unterscheidung der tiefer temperierten Karstquellen von den großteils seichter liegenden Dolomitwässern kann bei Einbeziehung des Ca/Mg-Verhältnisses (Tafel X) wesentlich schärfer erfolgen (vgl. dazu Kap. 8.3.).

8.3. Die hydrochemische Beschaffenheit der unterirdischen Einzugsgebiete

Eine Untergliederung der Quellen in Gruppen soll Ausstritte mit typischen Merkmalen physikalisch-chemischer Art objektiv herausstellen. Es ist dabei weniger von Bedeutung, welchen stratigraphischen Formationen die daraus entspringenden Quellen angehören. Wie bereits zum Ausdruck gekommen ist, reagieren altersverschiedene Kalke hydrogeologisch ähnlich (zum Beispiel Wettersteinkalk und Dachsteinkalk), während obertriadische Dolomite (Dachsteindolomit und Hauptdolomit) eine unterschiedliche Wertigkeit besitzen.

So wie die landschaftlich und petrographisch unterschiedlichen Einheiten (Reiflinger Scholle und Gesäusehochalpen) in Bezug auf Geländebeschaffenheit, Verkarstungsfähigkeit und Vegetation unterschieden werden können, so sind sie auch hinsichtlich Quelltemperatur, Ergiebigkeit und des Chemismus der Wasseraustritte verschieden. Es ist deshalb nicht verwunderlich, daß sich der jeweils typische Entwässerungsmechanismus auch durch eine unterschiedliche Quelldichte und Schwankungsziffer der physikalischen wie chemischen Parameter manifestiert. Anhand der mehr oder minder stark ausgeprägten Reaktion auf Witterungseinflüsse sowie der verschiedenartigen Infiltrations- und Retentionsfaktoren einschließlich der komplizierten hydraulischen Verhältnisse (phasenhafte Verzögerung und hydrostatisches Druckfließen) ergibt sich obendrein die Möglichkeit der Aufspaltung in typische Gruppen.

8.3.1. Die Gruppenbildung nach den Ergebnissen einer einmalig durchgeführten Vollanalyse

Bei Vollanalysen eignet sich zur Gruppenbildung nach chemischen Eigenschaften die Darstellung im Dreiecksdiagramm (Fig. 46).

Der Großteil der untersuchten Proben ist der Kategorie vorwiegend hydrogenkarbonatischer Erdalkaliwässer zuzuordnen. Unter den Kationen treten dabei die Alkalien (Na, K) mit zusammen etwa < 1 mval-% deutlich in den Hintergrund (siehe Vollanalysen im Anhang).

Nur die Quellen M 13 und Ri 21 fallen durch höhere Natrium-Konzentrationen heraus, was auf einen Kontakt der Wässer mit Steinsalzvorkommen schließen läßt.

Die Anionen setzen sich zum Großteil nur aus Hydrogenkarbonaten zusammen, doch können fallweise die Anteile der Nichtkarbonathärte (die an SO_4^- bzw. Cl^- gebundenen Äquivalente der Erdalkalien) prozentuell und absolut größere Dimensionen annehmen. Dafür ist meist das gipsführende Haselgebirge verantwortlich, das durch die leichte Auslaugbarkeit zur Anreicherung der Mineralisation und zu erhöhter Beton- und Stahlaggressivität (Merkblatt "ZEMENT und BETON" *) beiträgt.

Eine Untergliederung in Kalk- und Dolomitwässer wird durch den prozentuellen Anteil des Calciums an der Gesamthärte (% Ca) ermöglicht.

*) ZEMENT und BETON - Merkblatt 7, Teil II: Chemische Angriffe; herausgegeben von der Bauberatungsstelle des Vereins der österreichischen Zementfabrikanten und des Österreichischen Betonvereins. 1030 Wien, Reiserstraße 53.

Ca %

80

70

60

50

50

60

70

80

90

100

110

120

130

140

150

160

170

180

190

200

210

220

230

240

250

260

270

280

Karstwässer

Mischwässer

Dolomitwässer

"Gipswässer"

Quellgruppen-Diagramm

Fig.: 47

Gesamthärte DHG

5

6

7

8

9

10

11

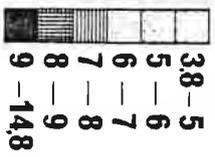
12

13

14

15

16

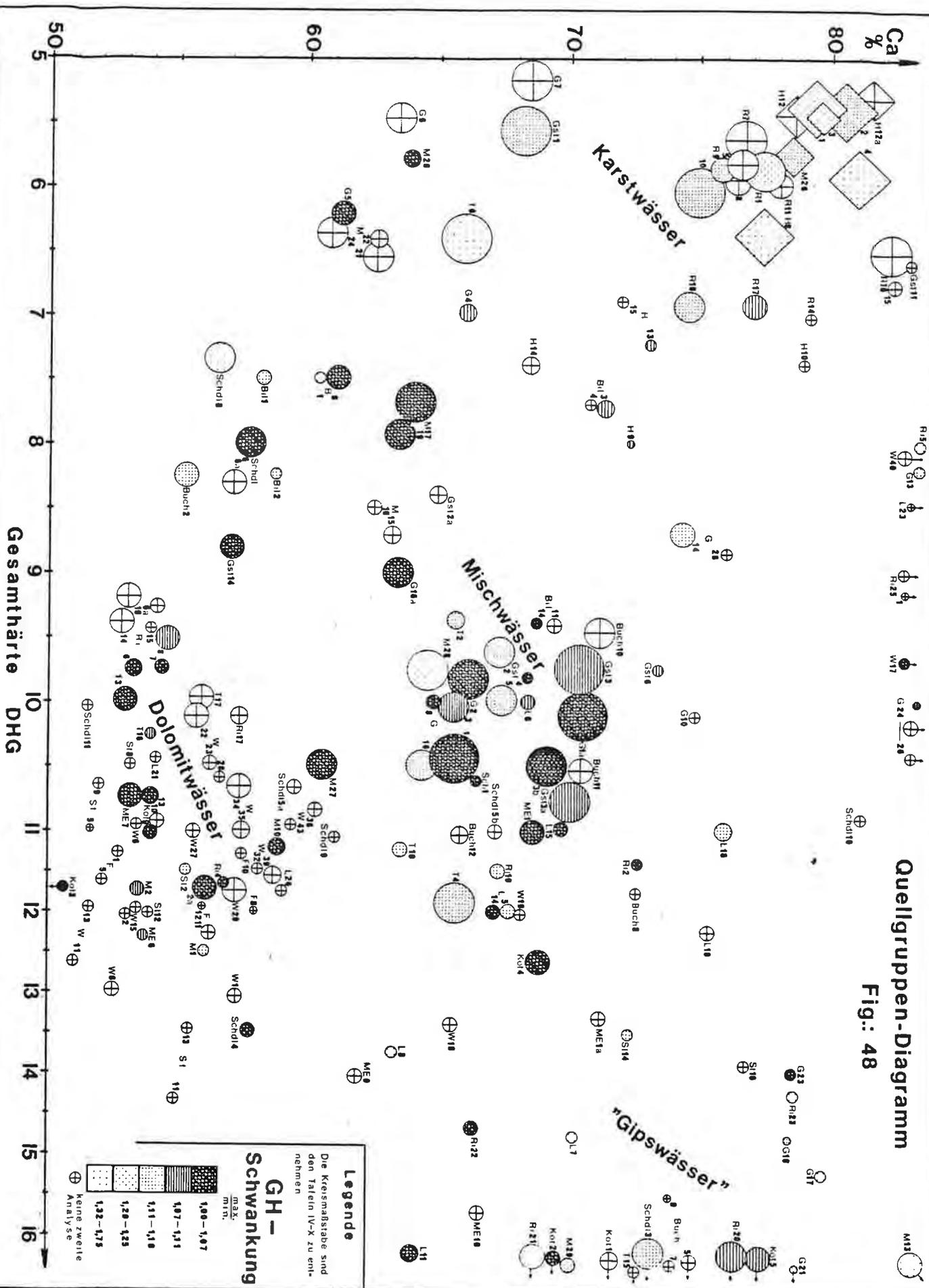


Legende

Die Kreisgrößen sind den Talfeln IV-X zu entz nehmen

Quellgruppen-Diagramm

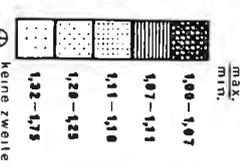
Fig.: 48



Legende

Die Kreismaße sind den Tafein IV-X zu entnehmen

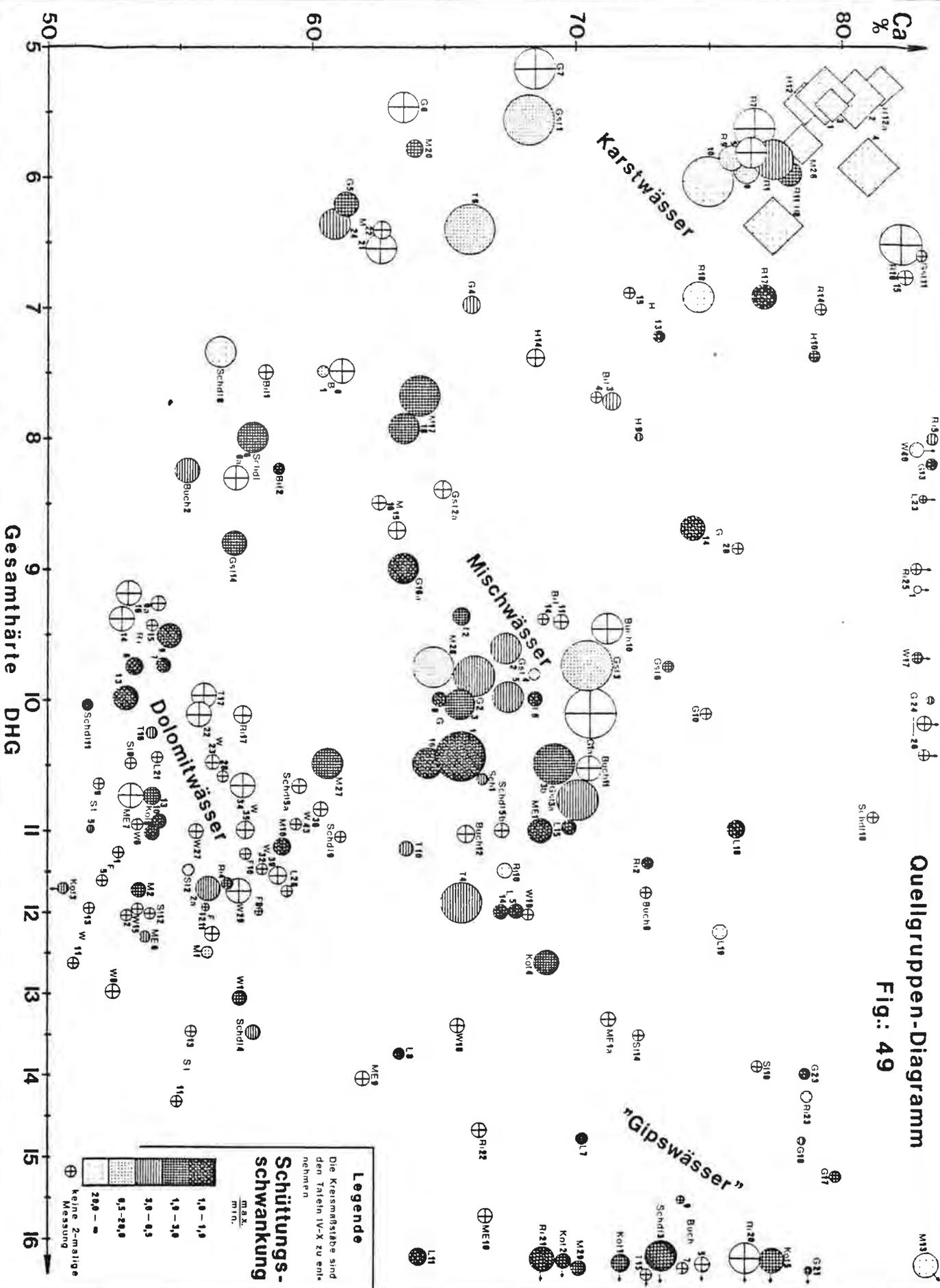
GH-Schwankung



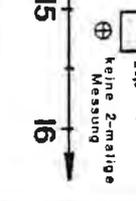
keine zweite Analyse

Quellgruppen-Diagramm

Fig.: 49



Legende
 Die Kreismaßstäbe sind den Tafeln IV-X zu entnehmen.
Schüttungs-schwankung
 max. min.
 1,0 - 1,0
 1,0 - 3,0
 3,0 - 0,5
 0,5 - 20,0
 20,0 -
 keine 2-malige Messung



8.3.2.1. Die Karstwässer

Je nach der Lage im Achsenkreuz werden geringmineralisierte calciumreiche Karstwässer mit einem Einzugsgebiet im Dachsteinkalk durch ihre Position links-oben gekennzeichnet (GH von 5 bis 7 DHG, %Ca von 74 bis 87 %). Die bisweilen hohen Werte der Schüttung (Sommer und Herbst) sowie die tieferen Temperaturen (vgl. Fig. 45) tragen zum selbstständigen Typus bei (Fig. 47).

In diese Gruppe fallen in erster Linie die Hochwasserspeicher H 1 - 8 und H 12, 12a im Bereich nördlich von Hieflau. Sie bilden zusammen mit den Quellen im Rohr R 1 - 18 und der Jägerbrunnquelle M 26 eine Einheit, die außerdem durch die hohen Schwankungsziffern der Schüttung (Fig. 49) und der im allgemeinen raschen hydrochemischen Reaktion auf einen Rezentwasserzutritt gestützt wird (Kap. 9).

Den Übergangsbereich zur Gruppe der höher mineralisierten und magnesiumreicheren Wässer (z.T. Mischwässer mit geringer Dolomitkomponente bzw. Quellen mit einem Einzugsgebiet zum Großteil unterhalb der Waldgrenze) bilden folgende, peripher angeordnete Austritte G 14, Bil 3, 4, T 6, G 4, 5, M 17-20, Gst 1. Sie tragen den Typus der Karstquellen, jedoch in den Merkmalen gedämpft (ausgeglichener Schüttungsgang, kleineres Ca/Mg-Verhältnis und geringfügig härter). Dies hat seine Ursache in den mächtigeren Schuttverhüllungen der Primäraustritte (T 6, G 5, Gst 1). Die grobklastische Beschaffenheit und die vorherrschenden kalkigen Komponenten sind der Grund dafür, daß keine bedeutenden Unterschiede feststellbar sind, sodaß eine eigene Gruppenbildung oder Zuordnung zur Gruppe der "Mischwässer" nicht angebracht wäre.

Die nahezu vollkommene Ausgeglichenheit sämtlicher Parameter der Quellen M 17 - 20 und G 14 läßt den Schluß zu,

daß es sich um Wasser aus den zentralen Bereichen des Karstwasserkörpers handelt (F.BAUER 1969, 209), die neben einer guten Durchmischung durch eine höhere Verweildauer ausgezeichnet sind (Fig. 48).

Eine gewisse Sonderstellung nehmen die überaus calciumreichen mittelharten (Ri 5, G 13 und Ri 1) Sickerwasseraustritte aus mergeligen Gosauschichten ein.

8.3.2.2. Die Mischwässer

Zu einer Gruppe mit deutlich höherer Gesamthärte (9,5 - 11,5 DHG), aber auch hoher Calcium-Komponente (64 - 72 % Ca) und vor allem stärkerer Schüttung (G 1 >70 l/s) vereinigen sich die sogenannten Mischwässer. Diese Bezeichnung, die auf einen kalkigen und dolomitischen Aufbau der unterirdischen Einzugsgebiete verweisen soll, stützt sich auf die typische hydrochemische Beschaffenheit der angeführten Quellen: Buch 10, Gst 2 - 6, T 2, M 27, 28, G 1 - 3, 8, 16, 16a und Ri 10.

Es ist dabei besonders bemerkenswert, daß davon alle jene Austritte, die einer 14-monatigen Dauerbeobachtung unterzogen wurden, deutliche Anzeichen (Temperatur und Mineralisation) eines unter hydrostatischem Druck stehenden Reservoirs zeigten.

Diese Sonderstellung - hydraulischer und chemischer Art - verdanken die Mischwässer überdies meist einer mächtigen Moränenverhüllung. Auch eine entsprechend feinklastische Schotterzusammensetzung, wie im Fall der Quellen G 16, 16a, L 8 und Sch 1 oder ein Brekzienkörper (G 1 - 2) sind in der Lage, derartige Quelltypen hervorzubringen und deren Schüttungsschwankungen zu dämpfen.

8.3.2.3. Die Dolomitwässer

Eine einheitlich zusammengefaßte Quellgruppe bilden die Austritte aus Dolomitgesteinen. Es sind dies im allgemeinen Wässer, die einerseits durch höhere Mineralisation (GH 9 - 13 DHG), andererseits durch ein niedriges Ca/Mg-Verhältnis (47 - 57 % Ca) chemisch herausgestellt werden. Zudem handelt es sich meist um unbedeutende Wasserspenden (Sickerwässer), die kaum über 0,3 l/s hinausgehen, aber nur geringen Schwankungen unterworfen sind. Ein viertes Charakteristikum ist die im Vergleich zu den Karstquellen durchwegs höhere Sommertemperatur (Tafel IV).

Unter diese Gruppe fallen vor allem jene Quellen, die von einem Einzugsgebiet im Hauptdolomit oder Wettersteindolomit alimentiert werden. Wie bereits anlässlich der lithologischen Beschreibung des Wettersteindolomits zum Ausdruck gekommen ist (13 % Volumsverlust bei spätdiagenetischer Dolomitisierung), überschreiten manche Wettersteindolomitquellen sogar die Größenordnung von 5 l/s (Schdl 8, Buch 2, Gst 14, Ri 6, 8, 13, 14, 16). Einem maßgeblich ausgebildeten unterirdischen Abzug der Wässer im Wettersteindolomit steht ein hauptsächlich durch oberflächennahe Wasserwege bestrittenes Entwässerungssystem des Hauptdolomits gegenüber.

Wenn auch vereinzelte stärkere Quellen, die an tektonisch vorgezeichnete Linien gebunden sind, im Hauptdolomitgebirge angetroffen werden (J.ZÖTL 1961, 98), so sind dies eher Ausnahmerecheinungen (Qu. ME 7).

Einen Hinweis für die im Vergleich zu den Karstwasseraustritten längere Retentionswirkung gibt die geringe Schwankung der Schüttung und Mineralisierung von T 16, ME 6, St 2a, Ri 6, 7 (Fig. 48 und 49).

8.3.2.4. Die Wässer mit höherem Sulfat- und Chloridgehalt

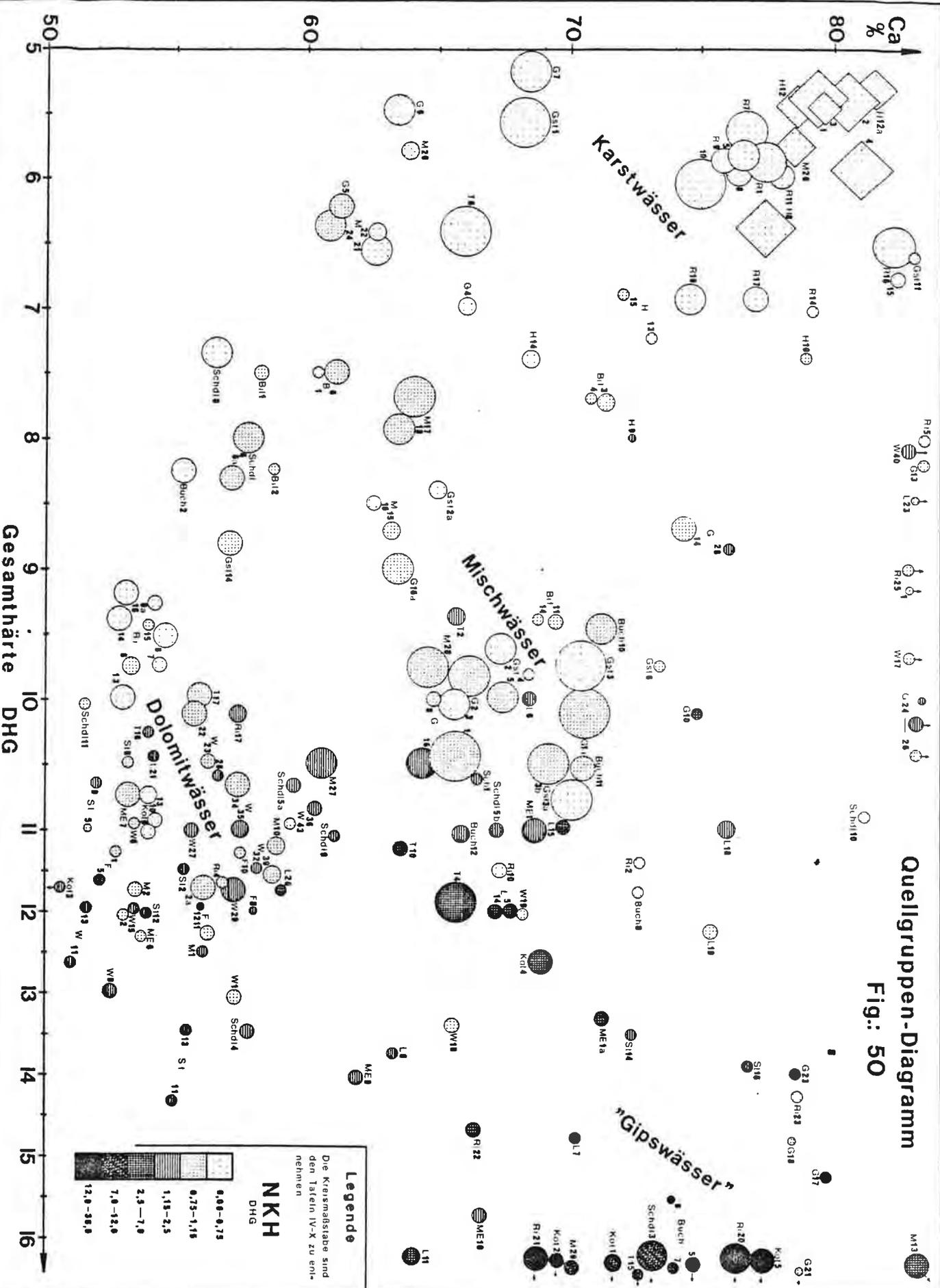
Zu einer vierten Gruppe, die allerdings nicht mehr so einheitlich in Erscheinung tritt, wie die vorhin besprochenen, können alle jene Wässer mit höherer Nichtkarbonathärte (ca. $> 1,5$ DHG) zusammengefaßt werden (Fig. 50).

Je nachdem, ob das dichte Haselgebirge als Liegend-schichtglied die Vorflutfunktion für einen "Seichten Karst" ausübt oder lediglich in größerer Mächtigkeit - ohne Kalkauflagerung - aufgeschlossen ist, stellt sich die für diese Verhältnisse entsprechende Ergiebigkeit der Quellen ein. Sie schwankt zwischen wenigen Hundertstelliter pro Sekunde bis > 10 Sekundenliter (Schdl 3). Chemisch betrachtet handelt es sich um Wässer, die durch Gesamthärten von $11,3 - 48,3$ DHG und durch mittlere bis höhere (65 - 90 % Ca) Anteile des Calciums in die Position rechts-oben des Diagramms zu liegen kommen (Fig. 47 - 50).

Es werden dabei die größten Werte für die GH erreicht. Die höheren Ca-Äquivalente gehen dabei auf den gelösten Gips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) zurück. Das Ca/Mg-Verhältnis und die NKH unterliegen aus Gründen der unterschiedlichen Auslaugung von Evaporiten einer größeren jahreszeitlichen Streuung (Kap. 9).

Quellgruppen-Diagramm

Fig.: 50



Legende

Die Kreisgröße sind den Tafeln IV-X zu entnehmen

NKH
DHG

(White circle)	0,00-0,75
(Light grey circle)	0,75-1,15
(Medium grey circle)	1,15-2,5
(Dark grey circle)	2,5-7,0
(Black circle)	7,0-12,0
(Large black circle)	12,0-30,0

9. Dauerbeobachtete Quellen und deren Interpretation

9.1. Die Klimaelemente des Untersuchungszeitraumes

Die absoluten und relativen (prozentuellen) Abweichungen der Niederschlagsmengen der Monate des dauerbeobachteten Jahres (September 1973 - August 1974) vom Normaljahr sind der Tab. 11 zu entnehmen. Im allgemeinen nimmt der Überschuß mit steigender Niederschlagshöhe zu. Das Überangebot hinsichtlich der Gesamt-Jahresniederschlagshöhe bewegt sich in einem Rahmen von knapp $< 10\%$, sodaß nahezu durchschnittliche Verhältnisse angetroffen werden konnten.

Betrachtet man aber einzelne Monate, so fallen besonders die Jahreszeiten:

- a) Winter (Nov., Dez. 1973 und Jan. 1974) mit stark übernormalen Mengen und
- b) Spätwinter und Frühjahr (Feb., Mrz., Apr. 1974) als relativ trockene Periode auf.

Die Schneverhältnisse des dauerbeobachteten Jahres sind im Vergleich zum langjährigen Mittel recht uneinheitlich in den jeweiligen Abweichungen.

Während die Zahl der Tage mit Winterdecke bis zu 30% höher liegt und nahezu identisch der Tage mit Schneebedeckung ist (die seltenen Tauwetterperioden hatten nicht die "Kraft", die angesammelten Rücklagen vollständig aufzuzehren), erreichten die Schneefalltage nur $2/3$ ihrer Normalzahl. Einer geringen Variabilität unterlagen die Neuschneesummen.

Die Lufttemperatur des dauerbeobachteten Jahres liegt um $5 - 10\%$ über dem langjährigen Mittel, was durch den äußerst milden Winter 1974 (Jan., Feb., März) mit einer

Tab. 11: Die absolute und prozentuelle Abweichung der
 NIEDERSCHLAGS-MENGE, TEMPERATUR und SCHNEE =
 VERHÄLTNISSE
 des dauerbeobachteten Jahres (1.9.1973 - 31.8.1974)
 vom Normaljahr:

A d m o n t

615 m Sh

h_N Mittel	73	64	63	80	104	133	166	156	108	78	68	73	1166mm
d.b.Jahr	151	37	50	40	117	186	151	100	127	64	130	103	1259mm
Abw.(mm)	+78	-27	-13	-40	+13	+53	-15	-56	+19	-14	+62	+30	+93mm
Abw.(%)	+107	-41	-19	-50	+13	+40	-9	-36	+18	-18	+91	+41	+ 8 %
Temp Mttl.	-4,9	-2,6	1,8	6,6	11,5	14,6	16,0	15,2	12,2	7,2	1,6	-3,2	6,3°C
d.b.Jahr	-1,3	1,2	4,5	6,6	10,2	12,3	15,1	17,4	12,9	5,6	0,2	-4,7	6,7°C
Abw.(°C)	+3,6	+3,8	+2,7	0	-1,3	-2,3	-0,9	+2,2	+0,7	-1,6	-1,4	-1,5	+0,4°C
Abw.(%)	+73	+146	+150	0	-11	-16	-6	+14	+6	-22	-87	-47	+ 6 %

Schnee Mttl. a) 101 b) 81 c) 36 Tage d) 239 cm ^{*)}

d.b.Jahr 112 105 35 Tage 252 cm

Abweichung +11 +24 -1 Tage +13 cm

Abw.(%) +11 +30 -3 % +5 %

K i r c h e n l a n d l 510 m Sh

h_N Mittel	76	90	90	104	128	164	188	167	88	91	76	97	1359mm
d.b.Jahr	164	40	46	44	168	225	140	99	126	63	150	129	1397mm
Abw.(mm)	+88	-50	-44	-60	+40	+61	-48	-68	+38	-28	+74	+32	+38mm
Abw.(%)	+117	-55	-48	-57	+31	+38	-25	-40	+43	-31	+97	+33	+ 3 %

Schnee Mttl. a) 108 b) 93 c) 43 Tage d) 265 cm ^{*)}

d.b.Jahr 124 122 33 Tage 244 cm

Abweichung +16 +29 -10 Tage -21 cm

Abw.(%) +15 +31 -23 % -8 %

^{*)} Es bedeutet: a) Zahl der Tage mit Schneebedeckung
 b) Zahl der Tage mit Winterdecke
 c) Zahl der Tage mit Schneefall
 d) Summe der Neuschneehöhen

positiven Abweichung bis zu 4°C pro Monatsmittel verständlich ist.

Im Zeitraum vom 20.6.1973 bis 1.9.1974 wurden folgende Quellen einer 14-tägigen Messung unterzogen: T 2, 4, 6, 16, M 13, 18, 28, ME 6, St 2a, G 2, R 1, 18, Gst 1, 2, 3, 5 und H 4. Es wurden jeweils die Werte für die Temp. (Wasser), Temp. (Luft), Q, Leitfähigkeit, KH, GH und % Ca bestimmt und graphisch dargestellt. Von 4 weiteren Austritten konnten dabei außerdem noch Temperatur und Schüttungsmessungen vorgenommen werden: St 2, Gst 3a,b, 4. Eine monatliche Beobachtung konnte schließlich noch bei 12 weiter abgelegenen Quellen erfolgen, wobei Temp., Q und der Chemismus ermittelt wurden: Ri 6, 7, 10, 21, R 8 - 10, Kot 3, 4, Schdl 3, 4, 8. Außerdem stehen die meist 2 - 3mal wöchentlich durchgeführten Wasserstandsaufzeichnungen von 9 dazu errichteten Pegelstellen an den größeren Quellen zur Verfügung (H 1 - 4, Gst 1, T 4, 6, G 2, M 12).

Es zeigten sich bei den analysierten Jahresreihen typische Verhaltensweisen, die auch mit der Quellgruppengliederung in Zusammenhang gebracht werden können (z.B. reagieren die Karstquellen H 4, R 1, T 6 und Schdl 8 ähnlich, ebenso sind bei den Mischwässern Gst 2, 3, 5, G 2, M 18, 28 und T 2 Parallelitäten - nämlich die ihnen eigene Verzögerung - feststellbar).

9.2. Zur Methodik der Interpretation

Um eine möglichst objektive Interpretation der bei der Dauerbeobachtung gemessenen und analysierten Werte zu gewährleisten, habe ich mich des Verfahrens der Standardisierung und Korrelation bedient (F.FLIRI 1969, 45 und 71). Eine rasche und zeitsparende Berechnung des Datenmaterials (ca. 3.500 Messungen) konnte unter Anwendung eines kombinierten Statistik-Programmes, das für einen WANG Computer 720 C erstellt wurde, erfolgen.

Es ergeben sich durch diese Methoden die Möglichkeiten, zwei völlig verschieden dimensionierte Reihen (z.B. Schüttungs-, Temperatur- und hydrochemische Ganglinien) miteinander vergleichbar zu machen. Das Parallellaufen der standardisierten Kurven und die Größe der Korrelationskoeffizienten geben einen Hinweis für einen Zusammenhang, der zwar keiner funktionalen Abhängigkeit entsprechen muß, aber einen formalen Gleichklang ausdrückt.

Um zu vergleichbaren Koeffizienten zu kommen, muß darauf geachtet werden, Jahresreihen mit der gleichen Gliederanzahl miteinander zu vergleichen. Da dies für einige der vorliegenden Quellen nicht möglich war (schlechte Zugänglichkeit im Winter, Jagdsperre), wurden die Sicherungsgrenzwerte für 3 Wahrscheinlichkeitsbereiche vermerkt. Die Prüfung des Korrelationskoeffizienten erfolgt mit dem t-Test. Um für jeden Koeffizienten den Sicherungsgrenzwert angeben zu können, wurde eine Umrechnung der t-Verteilung (A.LINDER 1964, 465) bei 95 %, 99 % und 99,9 % Wahrscheinlichkeit auf das jeweilige Signifikanzniveau durchgeführt. Dabei können Reihen eines unterschiedlich großen Kollektivs verglichen werden.

Für das vorliegende Kapitel, wo eine Abhängigkeit der Quellschüttung von der Mineralisation (GH, NKH) für die

einzelnen Quellen der Dauerbeobachtung erfaßt werden soll, also der sich daraus ergebende Verdünnungseffekt (F.BAUER 1964, 100; C.JOB & J.ZÖTL 1969, 80 f; V.MAURIN & J.ZÖTL 1972, 130 f; H.HÖTZL 1973, 39) einer zahlenmäßigen Erfassung unterzogen wird, gibt die Höhe des Korrelationskoeffizienten im Bereich von 0 bis -1 die mehr oder minder rasche Reaktion auf die Niederschlagsinfiltration bekannt. Einem Koeffizienten von z.B. -1 bei der Beziehung Q zu GH würde eine augenblickliche, kurzfristige und starke Verdünnung des Quellwassers entsprechen. Da nun die meisten Quellen von einem größeren unterirdischen Einzugsgebiet alimentiert werden und durch die lithologische Beschaffenheit des Speicher- raumes (Klüftigkeit, Wasserwegigkeit) eine Retention des Abflusses aufweisen, gilt die Größe des Koeffizienten gleichsam als Ausdruck für den Rückhalt. Auch eine mehr oder minder ausgeprägte Mischung des rezenten infiltrierten Niederschlagswassers mit älterem Vorrats- wasser drückt sich in der Beziehung durch mäßigere Koeffizienten aus.

Es kann somit gesagt werden, daß die Qualität einer Quelle durch einen möglichst geringen Koeffizienten, d.h. durch eine schwache Reaktion auf die Witterung bestimmt wird.

Es fällt auf, daß sogar positiv korrelierte Beziehungen bei einigen Quellen bestehen. Dies hat seinen Grund darin, daß das unterirdische Karstgefäßsystem siphon- artig entleert wird. Durch den Rezentwasserzutritt wird auf das Speicherwasservolumen ein hydrostatischer Druck ausgeübt und vorerst älteres, höher mineralisiertes Wasser herausgepreßt.

Eine phasenhaft verzögerte Reaktion wird durch diese einfache Korrelation noch nicht zum Ausdruck gebracht. Um nun zu einem Anhaltspunkt zu kommen, wie lange der

Chemismus dem Schüttungsgang nachläuft, wurden dem Computer zeitlich verschobene Ganglinien als Variationen eingegeben. Konnte der Koeffizient nach nur einer Variation (entspricht einem Beprobungsintervall) einen höheren Wert erreichen als bei der ersten Berechnung oder bei weiteren Variationen, so kann ein Zeitraum der Verzögerung bzw. phasenhaften Verschiebung von bis zu 14 Tagen angenommen werden. Konnte nach 4 Variationen - etwa 2 Monate - noch immer keine Erhöhung bzw. Signifikanz des Koeffizienten festgestellt werden, so handelt es sich meist um Quellen, die auch bei Betrachtung der Schüttungs-, Temperatur-, Chemismus- und Tritiumschwankungen den Schluß zulassen, daß hier eine gleichmäßige Durchmischung und eine entsprechend hohe Verweildauer vorliegt; Kriterien also, die darauf hinweisen, daß das Wasservolumen von den Außeneinflüssen weitgehend abgeschirmt ist.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß sich gewisse Verhaltensweisen und physiko-chemische Eigenschaften mit derartigen Verfahren herauskristallisierten:

1.) Es konnte die Beziehung $Q:GH$, also der Verdünnungseffekt, bei hohem negativen Koeffizienten quantifiziert werden.

2.) Ebenfalls konnten die Beziehungen $GH:NKH$ und $Q:NKH$ bei Quellen mit großer NKH (Gipswässer) untersucht und der Nachweis erbracht werden, daß mit zunehmender Mineralisierung vor allem die NKH zunimmt und bei Verdünnung vor allem die NKH reduziert wird. Die KH verhält sich also "beständiger". Durch die stärker schwankende NKH wird in erster Linie auch die GH betroffen.

Eine prozentuelle Abnahme der leichter löslichen Sulfat-Äquivalente, die mit einem Rückgang der Mineralisierung korrespondierte, konnte bei Reihen-

untersuchungen an Gasteiner Kaltwässern ebenfalls festgestellt werden (C.JOB & J.ZÖTL 1969, 77f),

- 3.) Die jahreszeitlichen Schwankungen des Ca/Mg-Verhältnisses, die bei Wässern mit Komponenten höherer Verweildauer durch Ionenaustausch begründet sind:
Durch Rezentwasserzutritte (Verdünnung) kommt es zu relativer Anreicherung von Calciumäquivalenten, während bei längerer Verweildauer (Verhärtung) des Ca durch Ionenaustausch von Mg und Na ersetzt wird (F.BAUER 1970, 134; C.JOB & J.ZÖTL 1969, 111; H.HÖTZL 1973, 73). Vor allem bei Karstwasseraustritten und nur wenig durchmischten Quellen ergibt sich eine recht gute negative Korrelation zur GH, d.h., daß in diesem Falle eine Zunahme der Gesamtmineralisation mit einer Abnahme des Ca-Anteils einhergeht. In diesem Zusammenhang kann der anhand der Mischungsformel (C.JOB & J.ZÖTL 1969, 92; C.JOB 1970, 224; C.JOB & F.SCHEMINZKY 1973, 120) berechnete Rezentwasseranteil - der bei Karstquellen in größerem Maße (ca. 20 %) die Gesamtwasserspende bestimmt - Auskunft über ein "piston-flow" ähnliches Abflußmodell geben. Bei diesem hydraulischen Prinzip folgen unterschiedlich alte bzw. mineralisierte Komponenten zeitlich gestaffelt aufeinander. Da es dabei zu keiner Durchmischung kommt, zeigen die Schwankungen des Ca/Mg-Verhältnisses die - durch den Ionenaustausch gekennzeichneten - verschieden alten Komponenten an.
- 4.) Weiters konnte mit Hilfe der Aussagekraft des Korrelationskoeffizienten durch mehrere Variationen mit dem Computer eine zeitliche Verzögerung in der Art eines Nachlaufens der Mineralisation (z.B. Verdünnung) mit einer vorhergehenden Schüttungserhöhung errechnet werden. Durch das Verschieben etwa der

GH-Kurve um beispielsweise eine Beprobungsperiode nach links (= 14 Tage) und durch den Vergleich mit der Q-Kurve ist es möglich, bei einem gegebenenfalls nunmehr gefundenen höheren Koeffizienten, auf eine phasenhafte Verzögerung von 14 Tagen zu schließen.

9.3. Die Karstquellen

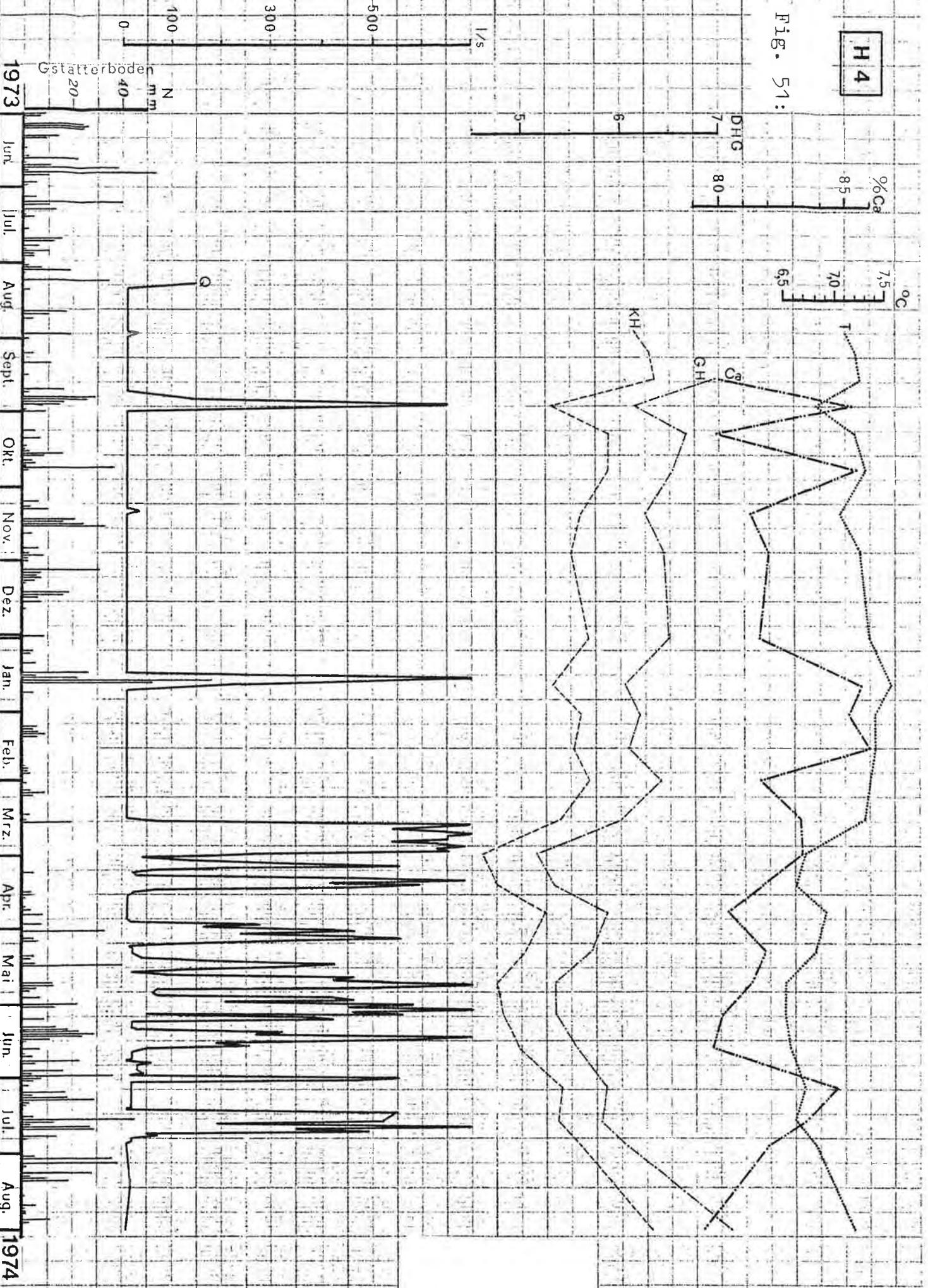
9.3.1. Die Hochwasserspeier am SE-Fuß des Tamischbach-turmmassivs H 1 - 8, 12 und 12a ("Kalkofen-quellen")

Einer einjährigen Dauerbeobachtung hinsichtlich der Schüttung, Temperatur und des Chemismus wurde davon die Quelle H 4 unterzogen. Die episodischen Austritte H 1 - 3 wurden außerdem in ihrem Schüttungsgang täglich beobachtet.

Wie bereits zum Ausdruck gekommen ist, handelt es sich um typische Karstwasseraustritte, was durch die hohe Schüttungsschwankung, rasche Reaktion und geringe Mineralisierung belegt wird (Fig. 51 und Tab. 12). Die höchste negative Korrelation (Q:GH) wird bei gleichzeitiger, d.h. augenblicklicher Abhängigkeit erreicht und ist mit $r = -0,519$ in hohem Maße (ca. 99 %) signifikant. Die standardisierten Jahresganglinien (Q und GH) sind in der Lage, die enge Beziehung, die durch den hohen Korrelationskoeffizienten ermittelt wurde, durch das dichte Beeinanderliegen graphisch darzustellen (Fig. 52).

H 4

Fig. 51:



Tab. 12:

H 4

"Kalkofenquelle"

KORRELATIONS - KOEFFIZIENTEN der Abhängigkeit vom
Chemismus

n = 23

	GH	NKH	% Ca	Temp
Q _{glz}	-0,519 ±0,15	-0,271 ±0,19	+0,256 ±0,19	-0,579 ±0,14
Q 1P verz.	-0,229 ±0,2	-0,347 ±0,18	-0,313 ±0,19	-0,359 ±0,18
Q 2P verz.	+0,063 ±0,21	-0,084 ±0,21	-0,188 ±0,2	-0,132 ±0,2
Q 3P verz.	--	--	--	--
Q 4P verz.	--	--	--	--
GH		+0,572 ±0,14	-0,104 ±0,21	+0,732 ±0,1
NKH			-0,147 ±0,2	+0,510 ±0,15
% Ca				+0,286 ±0,19

Sicherungsgrenzwerte für:

 $P_{95\%} : r=0,413 \quad P_{99\%} : r=0,526 \quad P_{99,9\%} : r=0,640$

MITTELWERTE und VERTEILUNGSMASSE

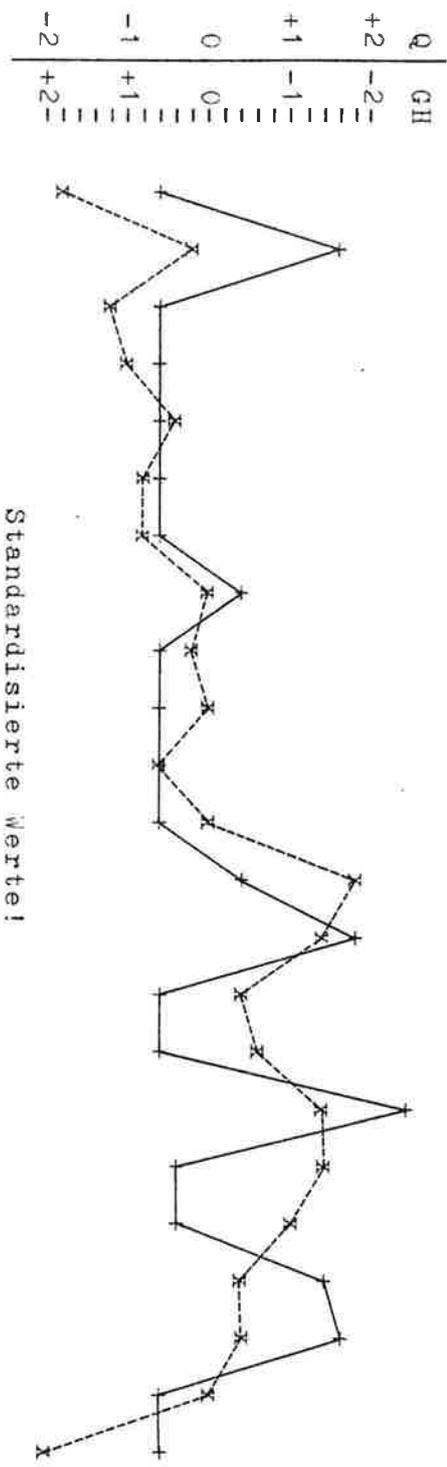
	Q	GH	NKH	% Ca	Temp	pH
arithm. Mittel	104	6,06	0,64	82,38	7,0	--
Modus (Md)	12±12	6,1±0,05	0,6±0,05	81,5±0,25	*)	--
Median (Me)	12±12	6,1±0,05	0,6±0,05	82,0±0,25	7,1±0,05	--
Extremes max.	ca. 700	7,11	0,92	86,00	7,55	7,6
Extremes min.	ca. 2	5,16	0,43	79,37	6,5	7,45
Schwankungsziffer	350,0	1,38	2,14	1,08	1,16	1,02
Standardabweichung	240,86	0,52	0,13	2,14	0,34	--
Variabilität	154,13	8,57	20,52	2,60	4,93	--

Die Angabe der Werte für: Md u. Me erfolgte aufgrund d. Gruppen;

$$\text{Schwankungsziffer} = \frac{\text{max.}}{\text{min.}}$$

*) Doppelt definiert: 7,3 ± 0,05 und 7,4 ± 0,05.

Fig. 52: Die Beziehung: Q zu GH
 der Quelle H 4 "Kaikofen"



Standardisierte Werte!

+ Schüttung (Q) von: 17.9.1973 - 31.8.1974] r = -0,519
 x Gesamthärte (GH)

Wegen der niedrigen NKH und der geringen Streuung (Fig. 53) erreichen die Beziehungen Q:NKH keine Sicherheitswahrscheinlichkeit.

Obwohl die Schwankungen des Ca/Mg-Verhältnisses keine überzufällige Abhängigkeit dokumentieren, so ist doch eine Beziehung (positiver Koeffizient $Q_{glz}:Ca$) in der Art eines Ionenaustausches der Erdalkalien zu erkennen. Deutlich ist ferner ein mit zunehmender Schüttung einhergehender Temperaturrückgang feststellbar.

Außerdem sprechen das jeweils hohe Ca/Mg-Verhältnis, die starken Chemismusschwankungen (Fig. 51) und der hohe Rezentwasseranteil (15,0 %) für die Eingliederung der Kalkofenquellen in die Karstwasser-Gruppe.

Der Anteil der nicht im Lösungsgleichgewicht stehenden Niederschlagskomponente am Gesamtabfluß (Rezentwasseranteil) läßt sich anhand der Mischungsformel (C.JOB & J.ZÖTL 1969, 92) einfach errechnen:

$$V_{k\%} = \frac{100 (C_t - C_{tk})}{C_t - C_k}$$

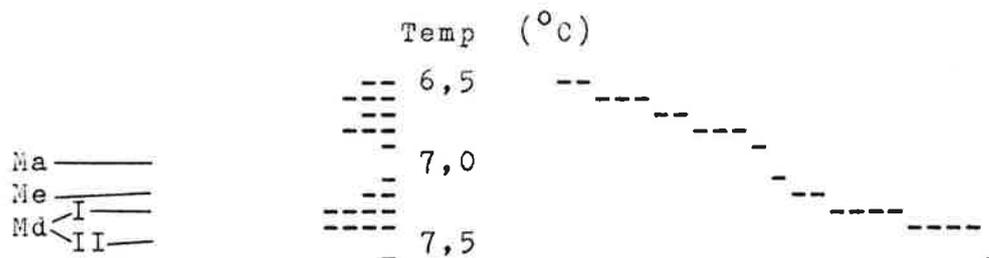
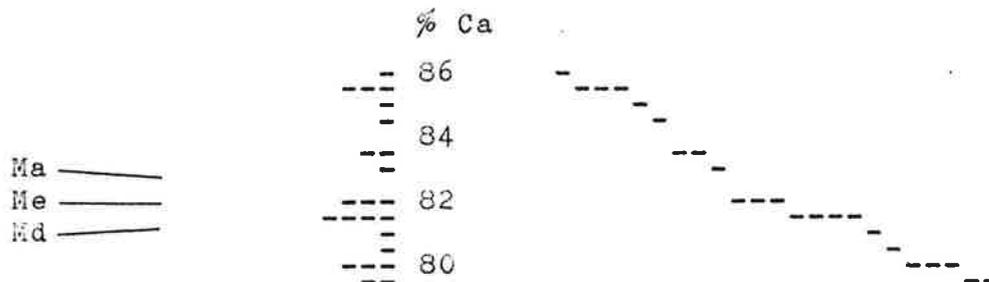
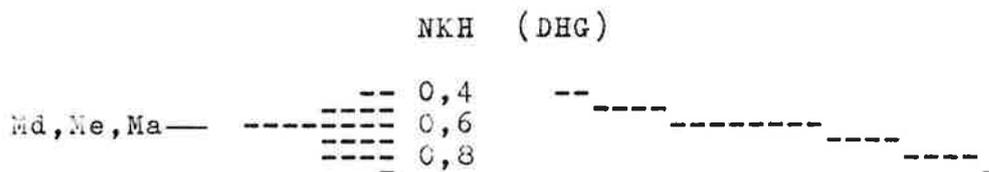
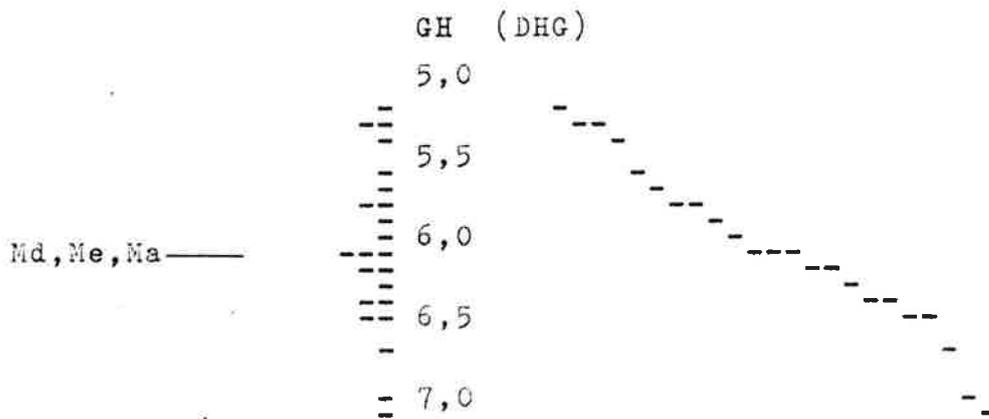
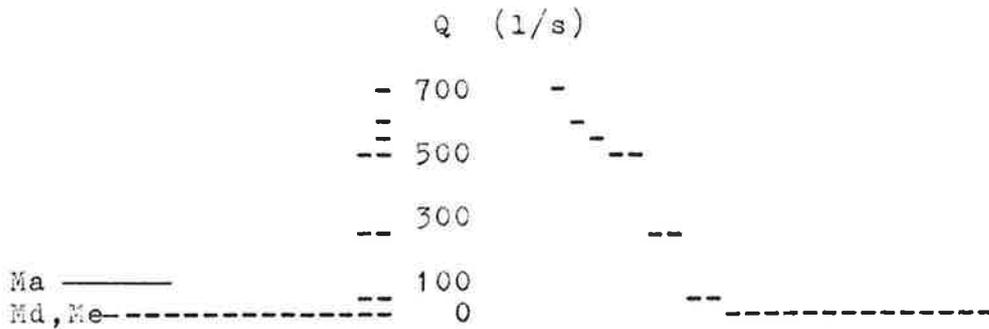
Es wird dabei angenommen, daß der im Laufe des dauerbeobachteten Jahres ermittelte Höchstwert der GH als Ausdruck für die Konzentration der Speicherwasserkomponente gilt (C_t). Im Gesamtabfluß mit einer mittleren Konzentration C_{tk} von 6,06 DHG kann bei bekannter Konzentration des infiltrierenden Niederschlagswassers ($C_k=0,13$ DHG, gemessen am 5.10.1974) das Volumen, bzw. das prozentuelle Verhältnis, der noch nicht im Lösungsgleichgewicht stehenden Rezentwasser-Komponente ermittelt werden.

$$V_{k\%} = \frac{100 (7,11 - 6,06)}{7,11 - 0,13} = 15,0 \%$$

Fig. 53:

HISTOGRAMME ORDNUNGSFUNKTIONEN

der Quelle H 4 (Kalkofen) von 17.9.73 - 31.8.74



Md = Modus, Me = Median, Ma = arithmetisches Mittel

Der Abfluß wird somit zu 15,0 % von Niederschlagswässern alimentiert, die bei dem raschen Durchgang in großlumigen Karstschläuchen nur wenig gemischt werden. Dieser relativ hohe Anteil widerspricht den Vorstellungen eines exponentiellen Abflußprinzips. Viel eher dürfte nach den hydrochemischen Untersuchungen das piston-flow Modell entsprechen.

In Anbetracht der - aus 14-tägigen Messungen gewonnenen - Jahresmittelwerte für die Schüttung und Härte kann der dabei erfolgte Lösungs-Gesamtabtrag berechnet werden. Es muß betont werden, daß damit nicht das Ausmaß des Oberflächenabtrages ermittelt werden kann, sondern das effektive Hohlraumvolumen, das durch Korrosion im Gesamten gebildet wurde. Wie aus Vergleichsmessungen hervorging (Kap. 8.3.1. Fig 46), kann dabei die Menge der gelösten Alkalien (Na, K) und des Eisens fast vernachlässigt werden. Da die NKH rechnerisch ermittelt wurde und dabei die Sulfate und Chloride gemeinsam bestimmt wurden, war die Annahme eines SO_4/Cl -Verhältnisses notwendig. Bei jenen Quellen, von denen eine einmalige Vollanalyse vorliegt, wurden die dabei ermittelten Werte und Verhältnisziiffern als Vergleichsmaße herangezogen. Da der Großteil der Quellen aber nur geringe bleibende Härten aufweist, fällt eine derartige Manipulation kaum ins Gewicht. Außerdem müssen folgende Annahmen getroffen werden:

- 1.) Die Alkalien liegen als Chloride vor.
- 2.) Das Sulfat ist zur Gänze an äquivalente Anteile des Calciums gebunden.
- 3.) Der verbleibende Rest der Chloride sei in Form von Magnesiumchlorid (MgCl_2) gelöst (J.ZÖTL 1974, 10).
- 4.) Das noch vorhandene Mg wird für die Berechnung des Dolomitabtrages ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) herangezogen.

5.) Die Differenz des bisher benötigten Ca (Gips und Dolomit) zum Gesamtcalcium gibt Auskunft über die Grösse des eigentlichen Kalkabtrages (CaCO_3).

Die Prämissen, die in Punkt 1 und 2 gestellt wurden, scheinen in Anbetracht der petrographischen bzw. geochemischen Beschaffenheit des Haselgebirges durchaus berechtigt, da die löslichen Bestandteile dieses Gesteins das Produkt der Eindampfung salzhaltigen Meerwassers sind. Die dabei zu beobachtende höhere NKH zeigt als natürlicher Tracer den Kontakt mit derartigen Evaporiten an.

Bei den Berechnungen verblieb in allen Fällen jeweils ein Rest an Karbonationen (CO_3^-), da sämtliche Kationen bereits an äquivalente Mengen der Anionen gebunden wurden. Dieser Anteil muß als Ausdruck der halbgebundenen Kohlensäure gedeutet werden (K.HÖLL 1970, 183; M.M. SWEETING 1964, 93; A.BÖGLI 1965, 22). Außerdem ist dabei das natürliche Kohlendioxyd der Luft und des Bodens enthalten: $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$.

Als Beispiel des Lösungs-Gesamtabtrages eines Jahres, der von der Quelle H 4 erbracht wurde, sei folgende Berechnung angeführt:

$$\boxed{\text{GH}} = 6,06 \text{ DHG (Tab.12)} = 2,16 \text{ mval Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$$

$$\text{Ca} : \text{Ca} + \text{Mg} = \% \text{ Ca} : 100 \% \text{ bzw. } ? \text{ mval Ca} : 2,16 = 82,38 : 100$$

$$\text{Ca} = 1,78 \text{ mval/l} = 35,66 \text{ mg/l vorhanden}$$

$$\text{Mg} = 0,38 \text{ mval/l} = 4,62 \text{ mg/l vorhanden}$$

$$\boxed{\text{KH}} = \text{GH} - \text{NKH} = 5,42 \text{ DHG} = 1,93 \text{ mval HCO}_3^- / \text{l} = 117,77 \text{ mg/l}$$

$$\text{HCO}_3^- : \text{CO}_3^- = 61,02 : 60,01 = 117,77 : ? \text{ mg/l CO}_3^-$$

$$\text{CO}_3^- = 115,82 \text{ mg/l vorhanden}$$

$$\boxed{\text{NKH}} = 0,64 \text{ DHG} = 0,23 \text{ mval SO}_4^{--} + \text{Cl}^- \text{ gebunden an Äqui-}$$

$$\text{valente des Ca} + \text{Mg. Außerdem an: Na} + \text{K} = 0,004 + 0,003$$

$$\text{mval} = 0,007 \text{ mval (Fig.46). Notwendig: } 0,237 \text{ (aufgerundet } 0,24 \text{ mval) SO}_4^{--} + \text{Cl}^-$$

Berechnung der Sulfat- und Chloridanteile nach dem Verhältnis einer Vollanalyse:

$$\text{Cl} : \text{Cl} + \text{SO}_4 = 0,062 : 0,116 = ? \text{mval Cl} : 0,237$$

$$\text{Vorhanden: } 0,13 \text{ mval Cl} = 4,49 \text{ mg/l Cl}$$

$$\text{SO}_4 : \text{Cl} + \text{SO}_4 = 0,054 : 0,116 = ? \text{mval SO}_4 : 0,237$$

$$\text{Vorhanden: } 0,11 \text{ mval SO}_4 = 5,3 \text{ mg/l SO}_4$$

NaCl - Lösungsabtrag:

$$\text{Na} : \text{Cl} = 22,9898 : 35,453 = 0,1 \text{ mg Na} : ? \text{ mg Cl}$$

0,15 mg/l Cl sind notwendig; es verbleiben: 4,34 mg/l Cl

$$\underline{\text{NaCl} = 0,25 \text{ mg/l}}$$

KCl - Lösungsabtrag:

$$\text{K} : \text{Cl} = 39,102 : 35,453 = 0,1 \text{ mg K} : ? \text{ mg Cl}$$

0,09 mg/l Cl sind notwendig; es verbleiben 4,25 mg/l Cl

$$\underline{\text{KCl} = 0,19 \text{ mg/l}}$$

MgCl₂ - Lösungsabtrag:

$$\text{Mg} : \text{Cl}_2 = ? \text{ mg Mg} : 4,25 \text{ mg Rest-Cl} = 24,312 : 70,91$$

1,46 mg Mg sind notwendig; es verbleiben: 3,16 mg/l Mg

$$\underline{\text{MgCl}_2 = 5,71 \text{ mg/l}}$$

CaSO₄ - Lösungsabtrag:

$$\text{Ca} : \text{SO}_4 = 40,08 : 96,06 = ? \text{mg Ca} : 5,3 \text{ mg SO}_4$$

2,21 mg/l Ca sind notwendig; es verbleiben: 33,45 mg/l Ca

$$\underline{\text{CaSO}_4 = 7,51 \text{ mg/l}}$$

CaMg(CO₃)₂ - Lösungsabtrag:

$$\text{Ca} : \text{Mg} : (\text{CO}_3)_2 = 40,08 : 24,312 : 120,02 = ? \text{ mg Ca} :$$

$$3,16 : ? \text{ mg CO}_3 \text{ bzw.: Ca} : \text{Mg} = 40,08 : 24,312 = ? \text{ mg Ca} :$$

3,16 mg Mg; 5,21 mg/l Ca sind notwendig; es verbleiben 28,24 mg/l Ca

$$\text{Mg} : (\text{CO}_3)_2 = 24,312 : 120,02 = 3,16 \text{ mg Mg} : ? \text{ mg CO}_3$$

15,6 mg/l CO₃ sind notwendig; es verbleiben: 100,22 mg/l

CO₃

$$\underline{\text{CaMg(CO}_3)_2 = 23,97 \text{ mg/l}}$$

CaCO₃ - Lösungsabtrag:

Ca : CO₃ = 40,08 : 60,01 = 28,24 mg Ca : ? mg CO₃

42,28 mg/l CO₃ sind notwendig; es verbleiben: 57,94 mg/l CO₃

CaCO₃ = 70,52 mg/l

Die Lösungs-Gesamtabtragsmengen des Quellbezirkes: H 1 - 4, die im Laufe des dauerbeobachteten Jahres abgeführt wurden, sind nachstehend angeführter Tabelle 13 zu entnehmen.

Unter der Annahme, daß sich dieses Maß des Lösungsabtrages auf die O b e r f l ä c h e n - Erniedrigung auswirke (A.WINKLER-HERMADEN 1957, 598) kann eine Bestätigung für diese Berechnung erbracht werden. Für das Gesamteinzugsgebiet der Quellen H 1 - 4 wird eine Fläche von 7 qkm geschätzt. Dies entspricht einer Abflußspende von 31,6 l/s.qkm.

Die Höhe des Abtrages (x) über der Fläche (7 Mio m²) errechnet sich somit aus dem herausgelösten Gesamtgesteinsvolumen von 288,58 m³/Jahr (Tab. 13) mit:

$$288,58 \text{ m}^3/\text{J} = 7 \text{ Mio m}^2 \cdot x \text{ (m/J)}$$
$$x = 4 \cdot 10^{-5} \text{ m/J} = \underline{0,04 \text{ mm/Jahr}}$$

Dieser Wert deckt sich auffallend gut mit den allgemein errechneten Abtragsraten der Kalkhochalpen von 0,03 mm/J. Gleichzeitig läßt sich der gravimetrische Abtrag von 755,23 t/J aus einem Einzugsgebiet von ca. 7 qkm (bzw. 10,8 mg/cm²/J) recht gut mit den von F.BAUER (1964, 99f) gefundenen Werten (7,5 - 9,52 mg/cm²/J) vergleichen.

Tab. 13: L ö s u n g s - G e s a m t a b t r a g
pro Jahr, für die Quellen H 1 - 4

mittl. Konz. mg/l		Bei einer Jahres-Abflußmenge von:							
		H 1 ^{+))}		H 2		H 3		H 4	
		1,1 Mio cbm/J		2,5 Mio cbm/J		83000 cbm/J		3,3 Mio cbm/J	
		entspricht dies:							
		t/J	cbm/J	t/J	cbm/J	t/J	cbm/J	t/J	cbm/J
NaCl W=2,15 ⁺⁺⁾	0,25	0,28	0,13	0,63	0,29	0,02	0,01	0,83	0,39
KCl W=1,95	0,19	0,21	0,11	0,48	0,25	0,02	0,01	0,63	0,32
MgCl ₂ W=1,65	5,71	6,28	3,81	14,28	8,65	0,47	0,28	18,84	11,42
CaSO ₄ W=2,3	7,51	8,26	3,59	18,78	8,16	0,62	0,27	24,78	10,77
CaMg(CO ₃) ₂ W=2,9	23,97	26,37	9,09	59,93	20,67	1,99	0,69	79,10	27,28
CaCO ₃ W=2,7	70,52	77,57	28,73	176,30	65,30	5,85	2,17	232,71	86,19
Summe	108,15	118,97	45,46	270,4	103,32	8,97	3,43	356,89	136,37

Daraus ergibt sich für den Quellbezirk: H 1 - 4 ein
Gesamt-Lösungsabtrag von: 755,23 Tonnen Gestein/Jahr bzw.
ein dadurch gebildetes Hohlräumvolumen von: 288,58 cbm/J.

^{+))} Auf Grund der Vergleichsmessungen vom 22.5.1974 kann für alle
Quellen dieses Quellhorizontes eine gleichartige Mineralisation
im Jahresmittel vorausgesetzt werden.

⁺⁺⁾ Die spezifischen Gewichte (Wichte "W") wurden
F.Klockmann, Lehrbuch der Mineralogie 1892, 261ff und
P.Kukuk, Geologie, Mineralogie und Lagerstättenlehre 1960, 213f
entnommen.

9.3.2. Die Quelle R 1 im unteren Rohr

Einem grobblockigen Kalkschutt entspringt in 700 m Sh die Karstquelle R 1. Die relativ hohe Abflußmenge (MQ 39,2 l/s) stellt sich sogleich nach dem Ursprung in einem schwach geböschten Waldgelände ein.

Die Jahresganglinien (Fig. 54) weisen die Quelle R 1 als ziemlich stark schwankende Karst-Schuttquelle (Schwankungsziffer: 5,31) aus. Es handelt sich um eine rasche und ausgeprägte Reaktion auf Witterungseinflüsse (Regen- und Trockenperioden, Temperatur- und Schneeschmelzereignisse werden von der Quelle augenblicklich abgeprägt). Diese Außenbeeinflussungen laufen allerdings nicht so extrem ab wie bei den Schlauchquellen H 1 - 4 ("Kalkofen") und deuten auf für Karstverhältnisse typische Entwässerung mit geringfügiger Retention im Schuttkegel hin.

In der Mineralisation zeigt sich ein eindeutig gegensätzlicher Verlauf der Kurven Q : KH und GH, was für einen Verdünnungseffekt spricht. Die Ca % - Ganglinie folgt mit ihren Amplituden gleichsinnig der Schüttungskurve - ein Hinweis, daß Ionenaustauschvorgänge zwei verschieden alte Komponenten am Abfluß kennzeichnen. Dabei gibt der ziemlich hohe, direkte Rezentwasseranteil (8 % der abfließenden Menge) Auskunft über eine relativ geringe Durchmischung, sodaß hydraulische Verhältnisse, wie sie einem piston-flow Modell entsprechen, herrschen dürften. Die Schwankungen der Quellwassertemperaturen jedoch sind zu niedrig (Schwankungsziffer: 1,08), um Rückschlüsse auf oberflächennahe Sickerwege zuzulassen.

Im Häufigkeitsdiagramm (Fig. 55) fällt auf, daß die Ca-Werte die größte Streuung erreichen. Die Histogramme der geordneten Q- und GH-Messungen ähneln einander sehr,

°C

7.0

6.5

R1

Fig. 54:

DHG

7

6

5

l/s

80

50

20

N mm

40

20

Gstatterboden

T

% Ca

85

80

75

°C

GH

KH

O

1973

Jun

Jul

Aug

Sept

Okt

Nov

Déz

Jan

Feb

Mrz

Apr

Mai

Jun

Jul

Aug

1974

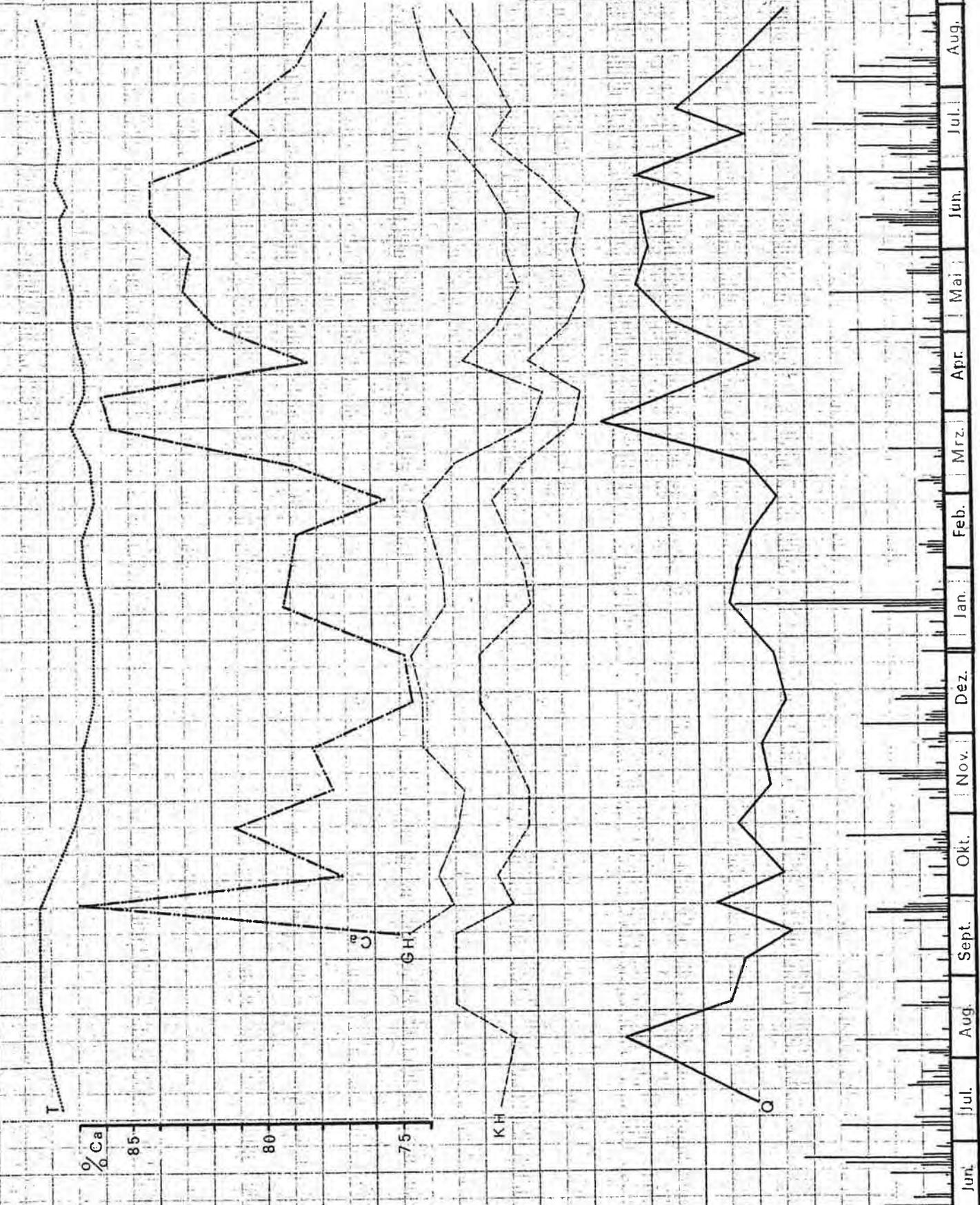
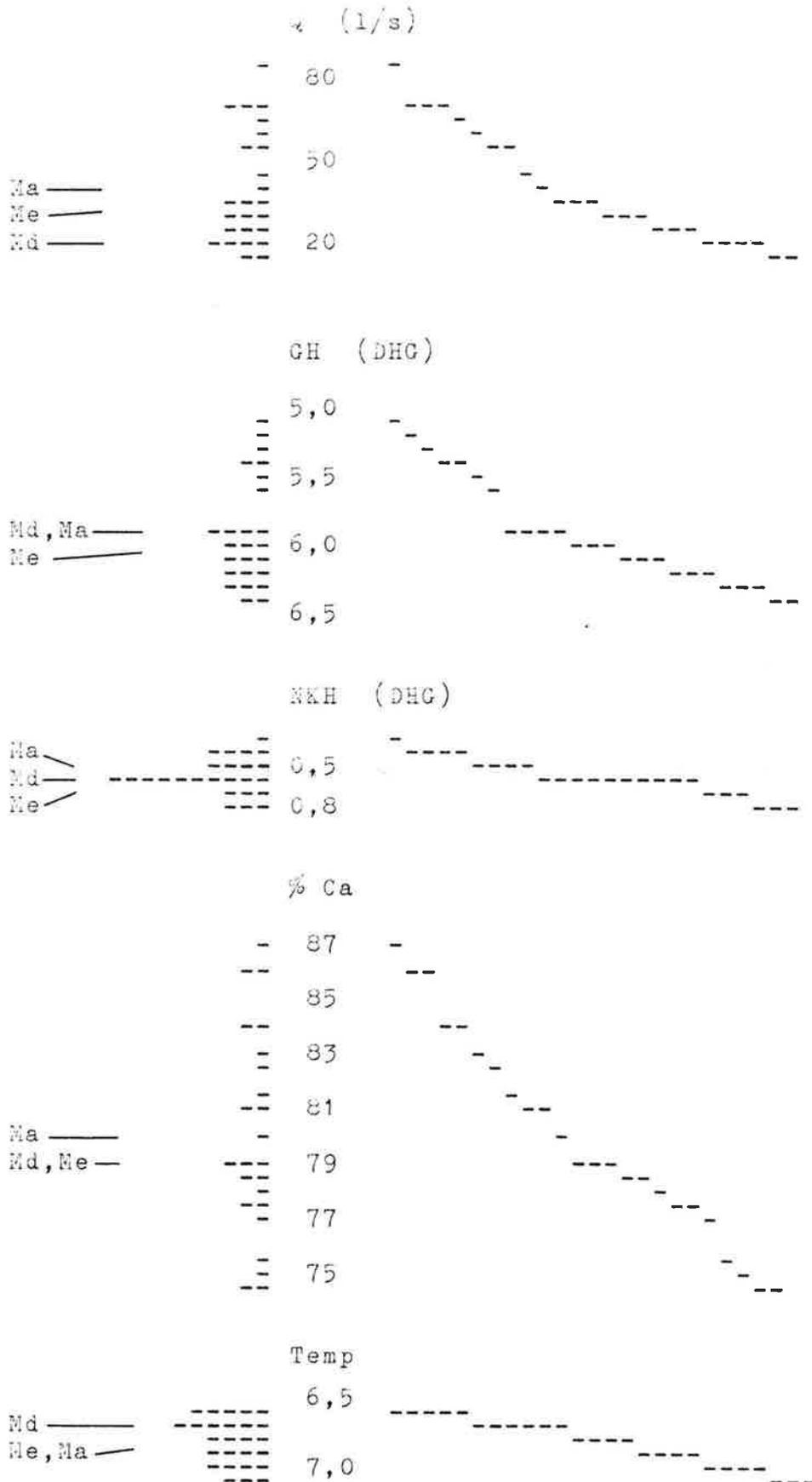


Fig. 55:

Histogramme Ordnungsfunktionen
 der Quelle R 1 im unteren Rohr von 17.9.73 - 31.8.74



Md = Modus, Me = Median, Ma = arithmetisches Mittel.

das heißt, die Werte sind annähernd gleich verteilt, was Rückschlüsse auf vermutete enge Beziehungen zuläßt. Diese Aussage wird durch hohe Korrelationskoeffizienten ($Q_{glz} : GH$, $Q_{glz} : \% Ca$) objektiv gestützt (Tab. 14). Der hochsignifikante ($> 99,9\%$) Konnex wird in Form eines sehr engen Beeinanderliegens der standardisierten Kurven im Jahresgang verdeutlicht (Fig. 56). Nur einmal nach dem abrupt einsetzenden Schneeschmelz-HQ vom 30.3.1974 erfährt die GH erst in der darauffolgenden Periode eine stärkere Verdünnung. Ziemlich große Teile des Reservoirs dürften bei diesem Ereignis regeneriert worden sein.

Die hohen korrelativen Zusammenhänge ermöglichen eine Darstellung der absoluten Größen dieser Parameter (Q , GH , $\%Ca$) in einem 3-dimensionalen Korrelationsdiagramm (Fig. 57). Die Punkteschar ($GH - \%Ca$, interne Korrelation $r = -0,804 \pm 0,07$) bildet eine diagonalverlaufende Gerade. Mittels Isolinien wird der Verdünnungseffekt, durch die Schüttung (Q) gesteuert, graphisch dargestellt.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß die Quelle R 1 von einem Randbereich des Karstwasserkörpers alimentiert wird. Außerdem steht sie, wie Begehungen im Einzugsgebiet vermuten lassen, mit oberirdischen Wasserläufen in Zusammenhang. Die Möglichkeit einer Grundwasseranreicherung durch ein Oberflächenwasser ist in Anbetracht des - weiter oberhalb - versickernden Quelllaufes (R 11) und der Nähe des Baches nicht auszuschließen. Längere Verweilzeiten müssen der Quelle R 1 abgesprochen werden.

Die Ausmaße und Kubaturen des Lösungs-Gesamtabtrages sind der Tabelle 15 zu entnehmen. In Anbetracht des vermuteten Folgeaustrittes sind die Werte als höchst-

Tab. 14:

R 1 im unteren Rohr
 KORRELATIONS - Koeffizienten der Abhängigkeit vom
 Chemismus
 n = 25

	GH	NKH	% Ca	Temp
Q glz	-0,876 ±0,05	-0,052 ±0,2	0,847 ±0,06	0,136 ±0,2
Q 1P verz.	-0,570 ±0,13	-0,342 ±0,18	---	---
Q 2P verz.	---	---	---	---
Q 3P verz.	---	---	---	---
Q 4P verz.	---	---	---	---
GH		0,195 ±0,19	-0,804 ±0,07	-0,013 ±0,2
NKH			-0,132 ±0,2	-0,534 ±0,14
% Ca				0,278 ±0,18

Sicherungsgrenzwerte für:

P_{95%}: r=0,396P_{99%}: r=0,505P_{99,9%}: r=0,618

MITTELWERTE und VERTEILUNGSMASSE

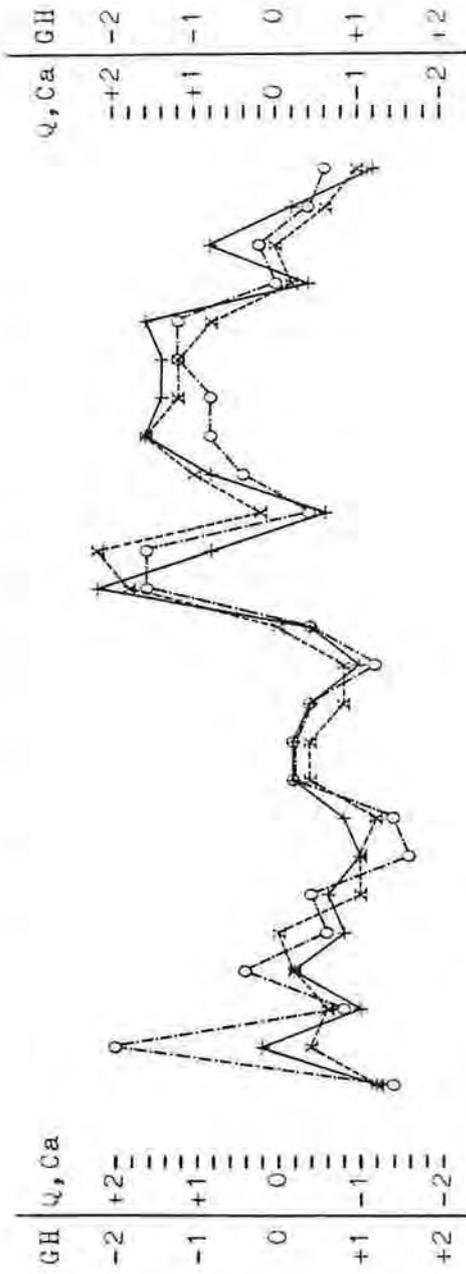
	Q	GH	NKH	% Ca	Temp	pH
arithm. Mittel	39,2	5,90	0,58	79,98	6,81	--
Modus (Md)	20±2,5	5,9±0,05	0,6±0,05	79,0±0,25	6,7±0,05	--
Median (Me)	35±2,5	6,0±0,05	0,6±0,05	79,0±0,25	6,8±0,05	--
Extreme max.	85	6,38	0,82	87,25	7,1	7,55
Extreme min.	16	5,11	0,34	74,44	6,6	7,4
Schwankungsziffer	5,31	1,25	2,41	1,17	1,08	1,02
Standardabweichung	20,57	0,37	0,13	3,65	0,17	--
Variabilität	51,29	6,32	22,84	4,56	2,47	--

Die Angabe der Werte für: Md u. Me erfolgte aufgrund d. Gruppen;

$$\text{Schwankungsziffer} = \frac{\text{max.}}{\text{min.}}$$

Fig. 56: Beziehung Q zu GH zu γ Ca
(gleichzeitig)

der Quelle R 1 im unteren Rohr



Std. werte !

+	Schüttung (Q)	von: 17.9.73 - 31.8.74	r = -0,87
x	Gesamthärte (GH)	" "	r = -0,80
o	Ca/Mg Verhältnis (%Ca)	" "	r = 0,84

Fig. 57:

PRELIMINARY RESULTS ON THE EFFECT OF

ON THE

ASSIMILATION

OF

IN

THE

...

...

...

...

...

...

...

...

...

...

...

...

...

...

...

...

...

...

...

...

...

...

...

...

...

...

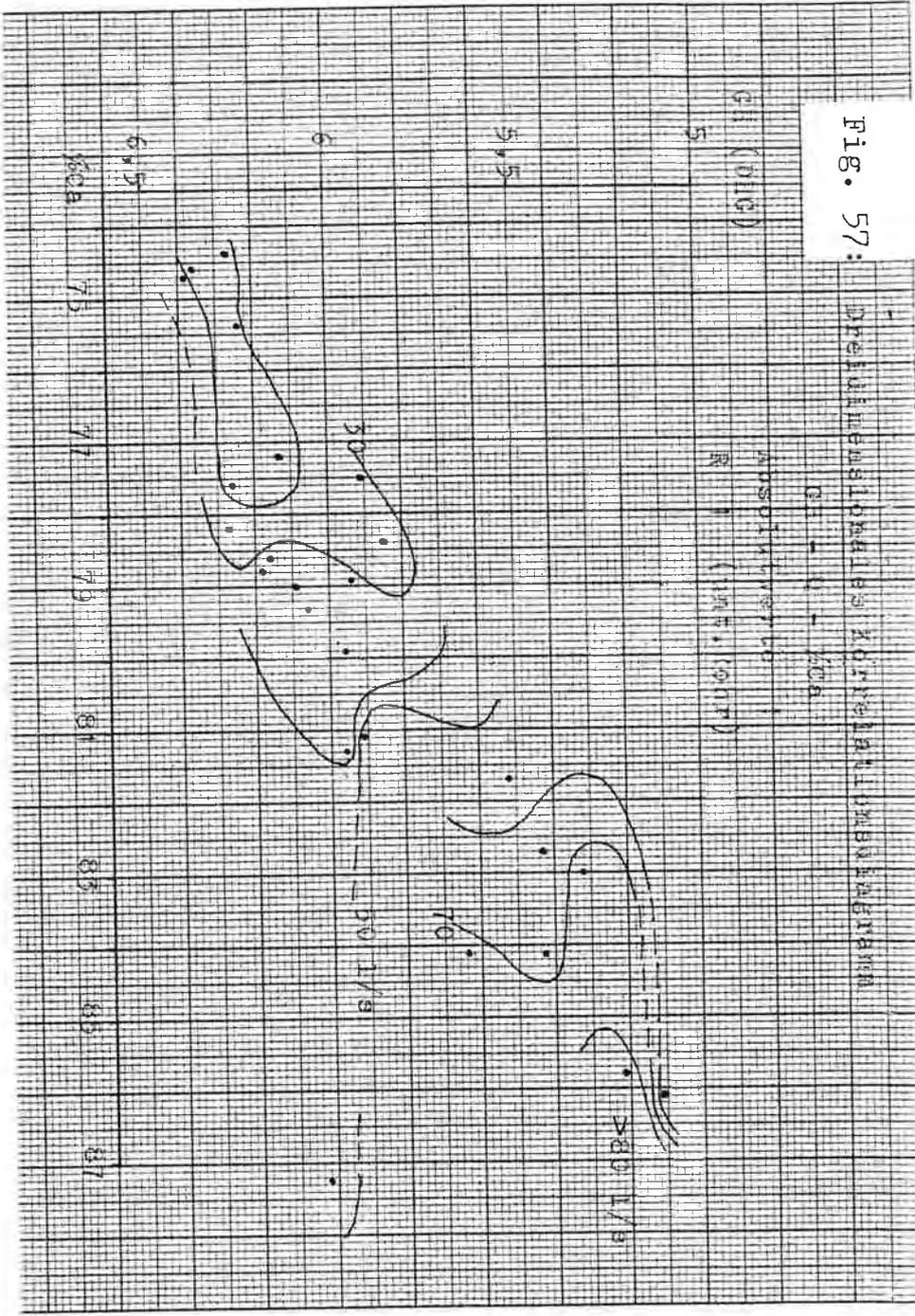
...

...

...

...

...



mögliche anzusehen, da die gelösten Substanzen unter Umständen teilweise wiederholt gemessen wurden (R 2 - 11).

Tab. 15

R 1	mittl. Konz. mg/l	Lösungs-Gesamtabtrag bei einem Jahresabfluß von 1,2 Mio cbm:	
		t/J	cbm/J
NaCl	0,86	1,03	0,48
KCl	0,59	0,71	0,36
CaSO ₄	14,09	16,91	7,35
CaMg(CO ₃) ₂	38,92	46,70	16,10
CaCO ₃	52,84	63,41	23,49
Summe	107,30	128,76	47,78

9.3.3. Die Kaswasserquelle T 6 (Tamischbachursprung)

Diese starke Karstquelle entspringt oberhalb der Einmündung des Kaswassergrabens im Tamischbachtal. Der Abfluß zweier morphologisch gut ausgeprägter Quellnischen in einem waldbestandenen Schuttstrom sammelt sich oberhalb der Pegelmeßstelle zu einem respektablen Gerinne. Unterhalb der Primäraustritte in den Quellnischen sind primitive Fassungen für einige Einzelwasserversorgungen von Gehöften im Tamischbachtal errichtet worden. *)

*) Im Zentralen Wasserbuch beim Amt der Steierm. Landesregierung ist eine Eintragung weder vorhanden noch vorgemerkt.

Im allgemeinen zeichnet sich die Quelle T 6 durch ausgeprägte Schwankungen und prompte Witterungsreaktion aus. Dementsprechend zeigen die bei gleichzeitiger Zuordnung berechneten Beziehungen den höchsten korrelativen Zusammenhang ($Q_{glz} : GH : Ca P = 99,9\%$. Fig. 58 - 60 und Tab. 16).

Ein Grund, weswegen der Verdünnungseffekt so deutlich in Erscheinung tritt, ist der hohe Rezentwasseranteil am Abfluß (14 %).

Minimal ist die Schwankung und Abhängigkeit der Temperatur (Tab. 16), was auf die Tatsache zurückzuführen ist, daß gerade im Spätwinter und Frühjahr die höchsten Werte erreicht werden (Fig. 58).

Durch geringe Streuung fällt außerdem das NKH-Kollektiv auf (Fig. 61), was bei den geringen Werten, die den Karstwasseraustritten eigen sind, zu keinen überzufälligen Zusammenhängen Anlaß gibt (Tab. 16).

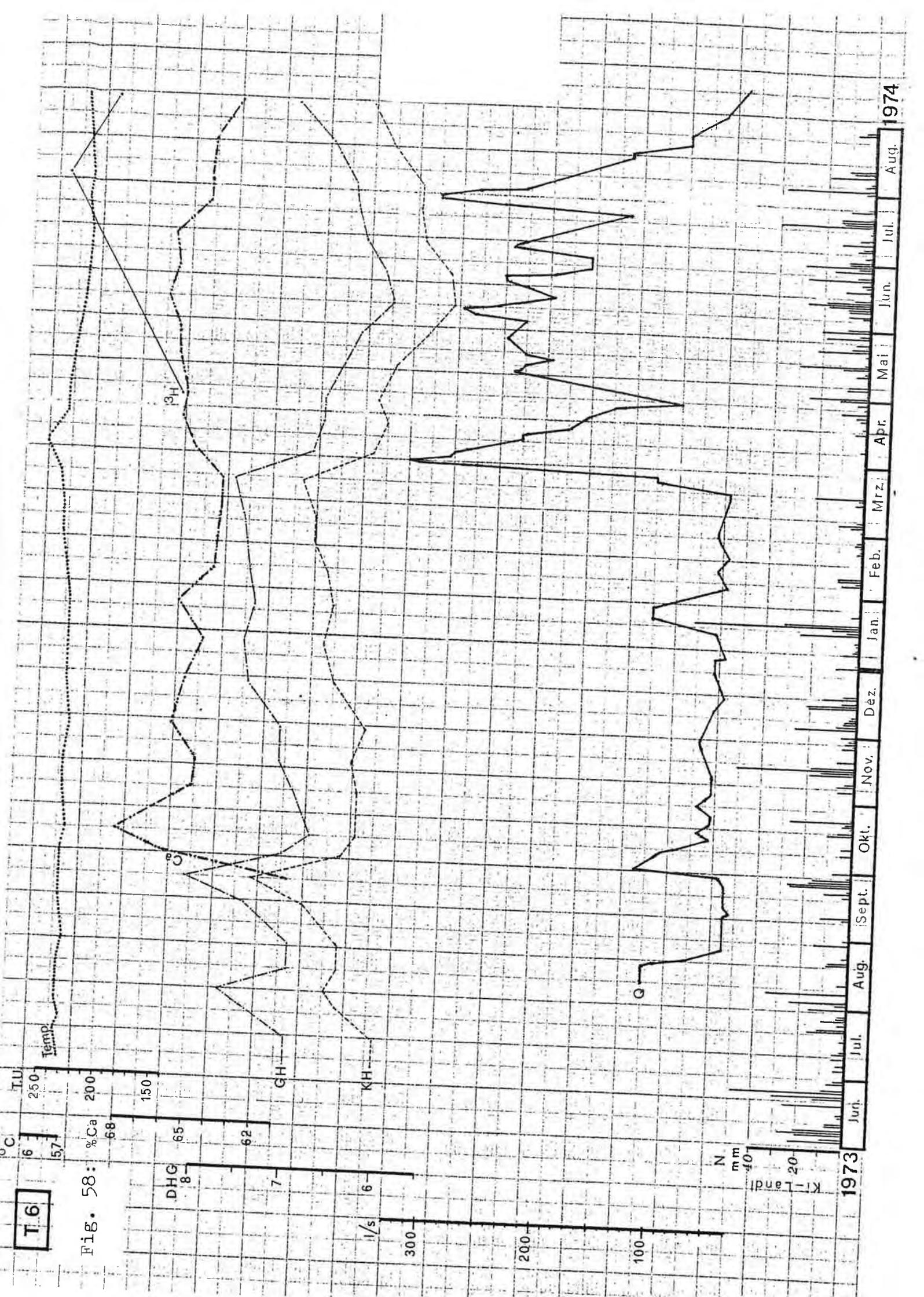
Anhand der Ergebnisse dreier Tritiumbestimmungen (Fig. 58) wird versucht, das Maß der Untergrundspeicherung abzuschätzen.

Für die Berechnung der Umsatzrate und mittleren Verweildauer ist zunächst die Flächengröße des Einzugsgebietes von Interesse. Dies kann bei mangelnder Kenntnis über die Ausdehnung des tatsächlichen Alimentationsraumes in verkarstetem Areal durch näherungsweise Bestimmung des unterirdischen Abflußfaktors erfolgen. Dabei erweisen sich die von H. KREPS (1955, 10) gefundenen Werte über reduzierte Niederschlagshöhen und Temperaturen sowie der korrelative Zusammenhang mit den Abflußhöhen (ENNS II) als überaus wertvoll.

Wie bereits zum Ausdruck gekommen ist, hält sich die Abweichung der Jahrestemperatur des dauerbeobachteten Jahres in engen Grenzen und ist der mittleren Temperatur des Normaljahres (\bar{t}) gleichzusetzen (Tab. 11).

T.6

Fig. 58:



1973

1974

Fig. 59:

Dreidimensionales Korrelationsdiagramm

Absolutwerte J

16 "Kaswasserquelle"

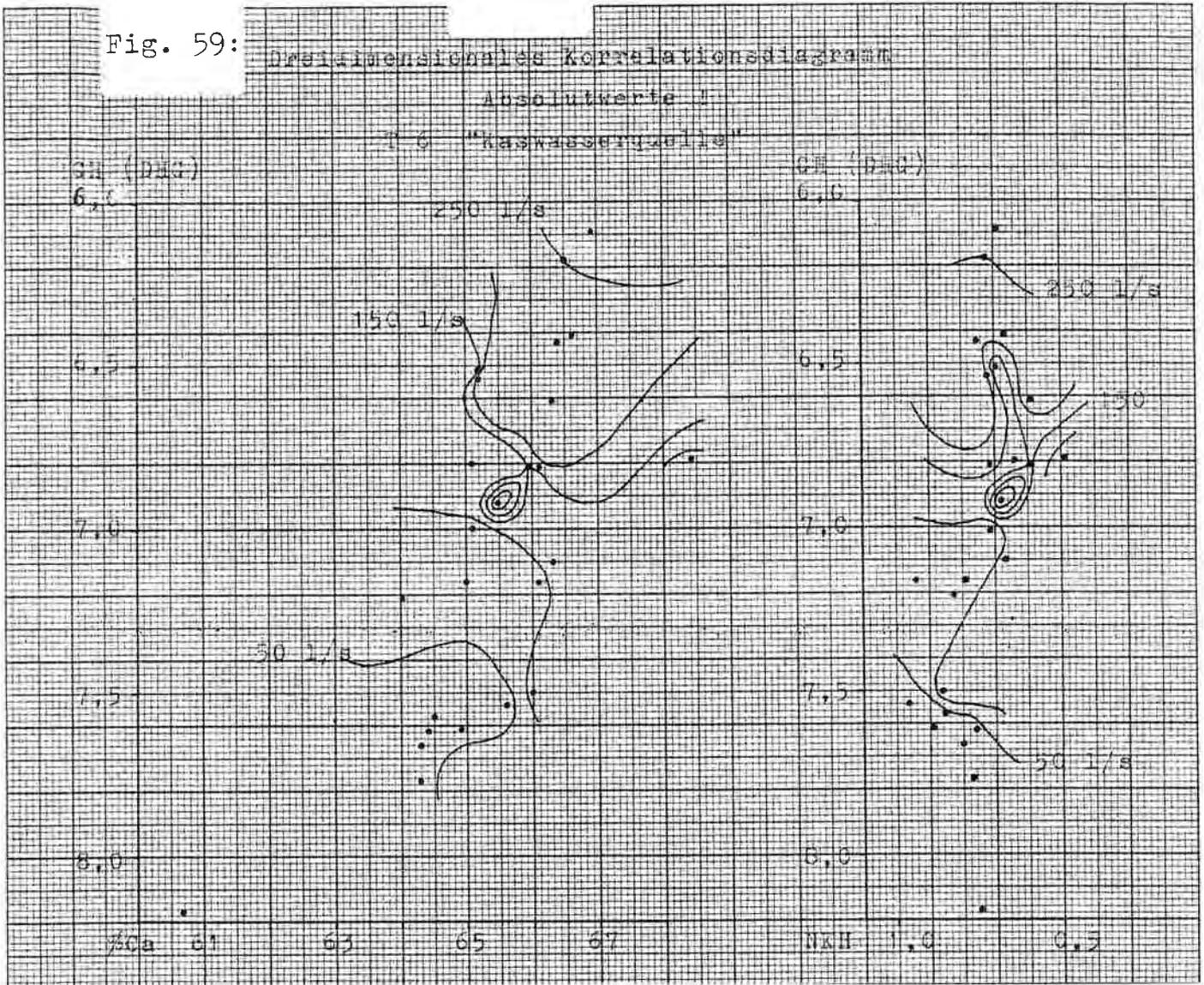
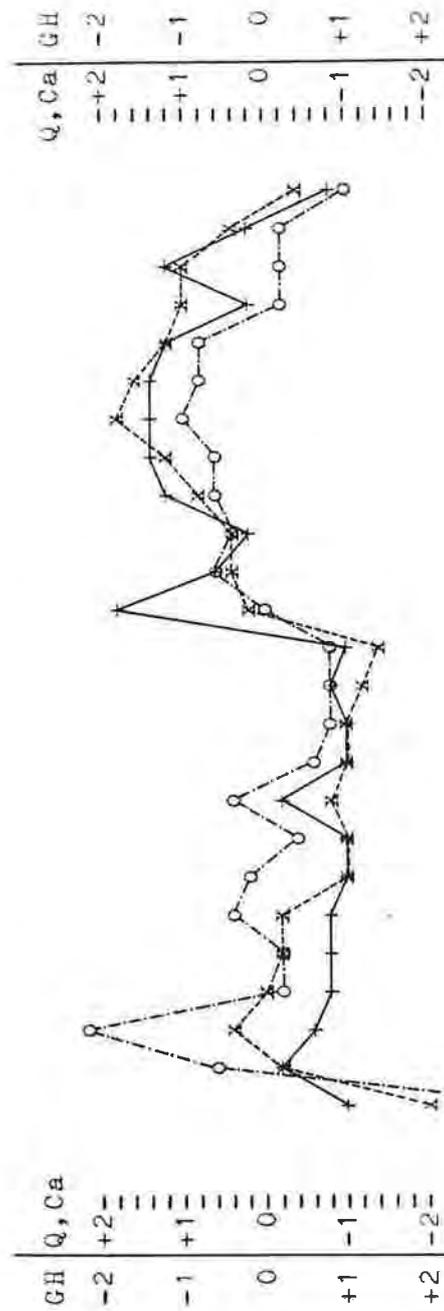


Fig. 60: Beziehung Q zu GH zu %Ca (gleichzeitig)
 der Quelle T 6 "Kaswasserqu."



Stu. Werte !

+	Schüttung (Q)	von 18.9.73 - 1.9.74	r = -0,82
x	Gesamthärte (GH)	" - "	r = 0,49
o	Ca/Mg Verhältnis (%Ca)	" - "	r = -0,70

Tab. 16:

T 6 "Kaswasserquelle"

KORRELATIONS - Koeffizienten der Abhängigkeit vom

Chemismus

n = 25

	GH	NKH	% Ca	Temp
Q glz	-0,825 ±0,06	-0,483 ±0,15	0,497 ±0,15	-0,01 ±0,2
Q 1P verz.	-0,795 ±0,07	---	0,409 ±0,17	---
Q 2P verz.	-0,879 ±0,11	---	---	---
Q 3P verz.	---	---	---	---
Q 4P verz.	---	---	---	---
GH		0,537 ±0,14	-0,705 ±0,1	0,366 ±0,17
NKH			-0,383 ±0,17	---
% Ca				-0,219 ±0,19

Sicherungsgrenzwerte:

P_{95%}: r=0,396P_{99%}: r=0,505P_{99,9%}: r=0,618

MITTELWERTE und VERTEILUNGSMASSE

	Q	GH	NKH	% Ca	Temp	pH
arithm. Mittel	122	7,04	0,74	65,41	5,82	--
Modus (Md)	40±10	6,8±0,05	0,7±0,05	65,0±0,25	5,8±0,05	--
Median (Me)	110	7,05	0,7±0,05	65,5±0,25	5,8±0,05	--
Extreme max.	294	8,17	0,96	68,41	6,1	7,55
Extreme min.	40	6,09	0,49	60,70	5,7	7,45
Schwankungsziffer	7,35	1,34	1,96	1,13	1,07	1,01
Standardabweichung	86,87	0,54	0,11	1,40	0,09	--
Variabilität	66,64	7,69	14,93	2,15	1,51	--

Die Angabe der Werte für: Md u. Me erfolgte aufgrund d. Gruppen;

$$\text{Schwankungsziffer} = \frac{\text{max.}}{\text{min.}}$$

Nach den Untersuchungen J. ZÖTL₅ (1961, 161f; 1974, 32 und 146) und B. TOUSSAINT₅ (1971, 42) wird die Quellwasser-Temperatur von der Jahres-Lufttemperatur in der mittleren Höhe des Einzugsgebietes (Hm) bestimmt. Dies berechtigt zur Annahme, daß die mittlere Quellwassertemperatur als mittlere Lufttemperatur (\bar{t}) in die Formel nach H. KREPS (1955, 10)

$$\bar{t} = t_{\text{red}} - \frac{Hm}{200}$$

eingesetzt werden kann. Für die Quelle T 6 läßt sich mit diesen Angaben die mittlere Höhe des Einzugsgebietes (Hm) errechnen:

$$\text{Quellwassertemp.-Mittel} = \bar{t} = 5,82 \text{ } ^\circ\text{C} \quad (\text{Tab. 16})$$

$$\text{reduzierte Temperatur} = t_{\text{red}} = 10,5 \quad (\text{Fig. 23})$$

$$5,82 = 10,5 - \frac{Hm}{200}$$

$$\underline{Hm} = 936 \text{ m bzw. } \underline{\sim 940 \text{ m Sh}}$$

Bei bekannter mittlerer Jahrestemperatur wurde von H. KREPS (1955, 13) überdies die Abflußhöhe in mm für die zum Großteil ebenfalls verkarsteten Einzugsbereiche nördlich der Enns (ENNS II) ermittelt. Einer Temperatur von $5,8^\circ\text{C}$ entspricht demnach ein mittlerer Abfluß von 813 mm.

Für die Berechnung des mittleren Abflußfaktors ist die Niederschlagshöhe des Normaljahres in der mittleren Höhe des Einzugsgebietes einzusetzen. Mit Hilfe der Karte der reduzierten Jahresniederschläge (Fig. 19) läßt sich die mittlere Niederschlagshöhe für das Einzugsgebiet der Quelle T 6 errechnen:

$$\bar{N} = N_{\text{red}} + \frac{H_m}{2}$$

$$\bar{N} = 1150 + \frac{940}{2}$$

$$\bar{N} = \underline{1620 \text{ mm}}$$

Der Gesamtabfluß-Faktor ergibt sich nach folgender Proportion:

$$1620 \text{ mm } h_N : 100\% = 813 \text{ mm } h_A : x$$

mit $x = 50\%$. Da auch nach stärkeren Niederschlägen nur in seltenen Fällen ein kurzfristiger oberirdischer Abfluß feststellbar war, kann der Gesamtabfluß-Faktor - bei den gegebenen hydrogeologischen Verhältnissen (= Verkarstung) - annähernd dem unterirdischen Abflußfaktor gleichgesetzt werden.

Die Größe des Einzugsgebietes ergibt sich einerseits aus der Jahresabflußmenge der Quelle T 6, die 3,8 Mio m³ im dauerbeobachteten Jahr (1.Sept.1973 bis 31.Aug.1974) betrug. Andererseits ist dazu um die Höhe der Verdunstung ein Mehrbetrag an Niederschlag hinzuzuzählen. Bei einem Abflußfaktor von 50 % muß die Niederschlagsmenge doppelt so groß sein (7,6 Mio m³), um den Abfluß zu alimentieren.

Bei der Berechnung der Niederschlagshöhe des dauerbeobachteten Jahres in der mittleren Höhe des Einzugsgebietes können die Ergebnisse aus den Totalisatormessungen (Tab. 5) herangezogen werden, um den Gradienten zu ermitteln. Die Station Kirchenlandl (510 m Sh) verzeichnete eine Niederschlagshöhe im Zeitraum 1.9.1973 - 31.8.1974 von 1397 mm. Für 5 1/2 Monate wurde im Totalisator Tamischbach (890 m Sh) ein Mehrbetrag von 81 mm gegenüber der Talstation registriert (bezogen auf ein

Jahr würde dies 177 mm ausmachen). Unter Berücksichtigung der Höhendifferenz von 380 m beträgt der Gradient 46,6 mm/100 m, was recht gut mit einer langjährigen Niederschlagszunahme von 50 mm pro 100 Höhenmeter verglichen werden kann (W.FRIEDRICH, Wasserkraftkataster ENNS, 1950).

Die Differenz zwischen Talstation und der mittleren Höhe des Einzugsgebietes beträgt 430 m (bzw. 200 mm Niederschlagszunahme im Vergleich zu Kirchenlandl). Im dauerbeobachteten Jahr errechnet sich die Niederschlagshöhe in der mittleren Einzugsgebietshöhe zu 1597 mm bzw. $1,597 \text{ m}^3/\text{m}^2/\text{Jahr}$. Wie bereits angegeben wurde, beträgt die Niederschlagsmenge, die notwendig ist, um den Abfluß zu alimentieren, 7,6 Mio m^3 . Anhand der folgenden Proportion kann das Einzugsgebiet und die Abflußspende der Quelle T 6 angegeben werden:

$$1,597 \text{ m}^3 : 1 \text{ m}^2 = 7.600.000 \text{ m}^3 : x [\text{m}^2]$$
$$x = 4.758.923 \text{ m}^2 \quad \text{bzw.:} \quad \underline{4,76 \text{ qkm}}$$

Bei einer mittleren Schüttung von 122 l/s kann eine Abflußspende von ca. 26 l/s.qkm geschätzt werden.

Mit Hilfe der Tritium-Schwankungen lassen sich - unter der Annahme des Exponential-Modells - die Umsatzrate und die mittlere Verweildauer (MVZ) abschätzen (P. HACKER 1973, 149). Im Zeitraum von 28.7.1974 bis 1.9.1974 fiel der Tritium-Pegel der Quelle T 6 von 249 T.U. auf 209 T.U., was zu folgender Berechnung Anlaß gibt: Der Niederschlagstotalisator Tamischbach verzeichnete in diesem Zeitraum eine Niederschlagshöhe von 81,5 mm. Gleichzeitig wurde im August 1974 von der Station Pyhrnpaß (945 m Sh) eine Tritiumkonzentration des Niederschlages von 164 T.U. ermittelt.

Die Niederschlagsmenge auf dem Einzugsgebiet von 4,76 qkm betrug 387.940 m^3 . Davon dürften nach den vorhergehenden

Berechnungen etwa 50 % infiltriert sein, was einer Menge von 193.970 m^3 entspricht. *)

Wenn 193.970 m^3 Niederschlagswasser (x) mit einer ^3H -Konzentration von 164 T.U. infiltrieren und sich mit dem Speicherwasseranteil (y) mit einem ^3H -Wert von 249 T.U. mischen, dann soll sich die Konzentration des Wasservolumens - bei der Annahme des Exponential-Modells - auf einen Wert von 209 T.U. verringern. Die Mischungsformel lautet folgendermaßen:

$$164 \cdot 193.970 \text{ m}^3 + 249 \cdot y = (193.970 + y) \cdot 209$$
$$\underline{y = 218.216 \text{ m}^3}$$

Das gesamte Durchmischungsvolumen (x + y) besitzt eine Größe von 412.186 m^3 . Die Umsatzrate, also der prozentuelle Anteil des infiltrierten Niederschlags davon, beläuft sich auf 47 %.

$$412.186 : 100 \% = 193.970 : x (\%)$$
$$\underline{x = 47 \%}$$

Unter Annahme einer ganzjährigen gleichartigen Umsatzrate entspricht dies einer mittleren Verweildauer von ca. 2 Jahren.

Die Berechnung des ^3H -Anstieges von April bis Juli 1974 ergab unter Einbeziehung der Schneeschmelze (vgl. die Berechnungen der Quelle Gst 1) ebenfalls eine MVZ von $1 \frac{3}{4}$ Jahren.

*) Der aus Mittelwerten berechnete Abflußfaktor dürfte im Sommer auf Grund der höheren Verdunstungsbeträge sicherlich geringer sein. Das Ergebnis der Berechnung, die Größe der Umsatzrate und MVZ, ist jedoch unabhängig von der Quantität der infiltrierten Menge, sodaß ein eventuell zu hoch angenommener Abflußfaktor keinen Einfluß darauf haben kann.

Der von der Kaswasserquelle T 6 geleistete Lösungs-Gesamtantrag beläuft sich auf:

T 6	mittl. Konz. mg/l	Lösungs-Gesamtantrag bei einer Jahresabflußmenge: 3,85 Mio cbm	
		t/J Gestein	cbm/J
NaCl	0,64	2,46	1,14
KCl	0,46	1,77	0,91
MgCl ₂	0,85	3,27	1,98
CaSO ₄	16,75	64,49	28,04
CaMg(CO ₃) ₂	78,50	302,22	104,21
CaCO ₃	27,39	105,45	39,06
Summe	124,59	479,66	175,34

9.3.4. Die Karst-Schlauchquelle R 10 im oberen Rohr

Es handelt sich bei dieser Quelle um den größten ungefaßten Austritt des Quellbezirkes nördlich der Rohrmauer. In 250 m relativer Höhe über der Enns (810 m Sh), gebunden an ein jungtertiäres Vorflutsystem (vgl. Kap. 8.1.1.), tritt diese typische, stark schwankende Karstquelle zutage. Ihr perennierender Quellmund wird bis weit in den Sommer von einem 10 m höher gelegenen Übersprung überflossen.

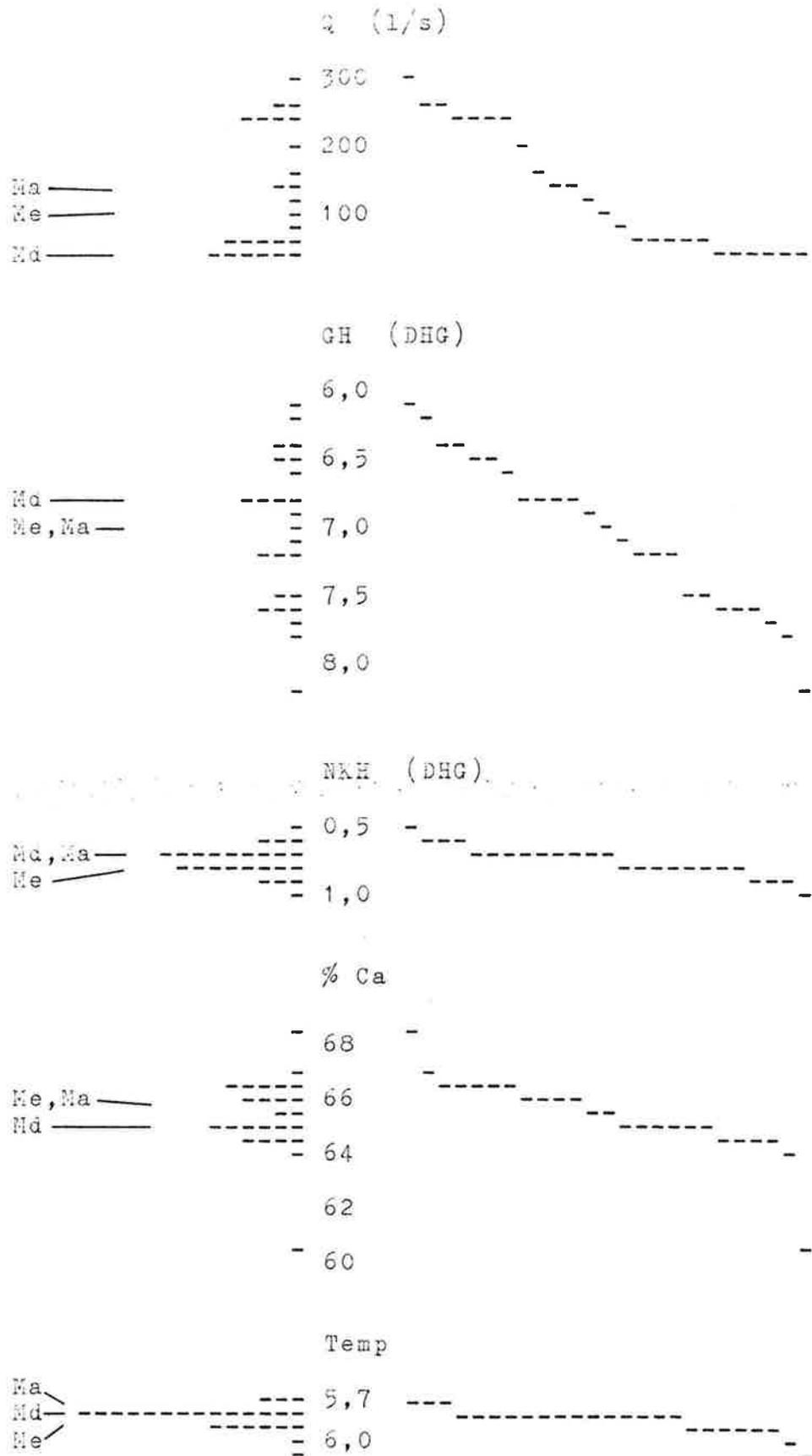
Die Kurven der Mineralisation (Fig. 62) bilden eigenartigerweise die Schüttungsspitzen gleichsinnig ab, was durch das hydraulische Prinzip eines Druckfließens erklärt werden kann. Diese Annahme wird zudem vom Temperaturgang (das Maximum fällt exakt mit der Schneeschmelze zusammen) gestützt. Im Verein mit den geringen Härteschwankungen (die noch nicht im Lösungsgleichgewicht stehende Rezentwasserkomponente beträgt 7 %) kann daher geschlossen werden, daß diese Quelle von einem zentralen und eventuell tieferen Bereich des Karstwasserkörpers alimentiert wird, der von direkten äußeren Witterungseinflüssen abgeschirmt zu sein scheint. Die Größe des Reservoirs dürfte in Anbetracht der hohen Schüttungsschwankung (Schwankungsziffer 28,89) jedoch relativ gering bemessen sein.

Gemäß dem hydrostatischen Druckfließen (Herauspressung einer mineralreichen, älteren Speicherwasser-Komponente bei Schüttungserhöhung), kann bei gleichzeitiger Korrelation kein signifikant hoher Koeffizient erwartet werden. Erst nach weiteren 2 Variationen - wobei die Mineralisation um 2 Messungen (entspricht etwa einem Monat) gegenüber der Q-Reihe vorverschoben wurde - ergab sich die für die erfolgte Verdünnung höchste negative Korrelation ($Q_{2P} : GH \ r = -0,617 \pm 0,15; P > 99 \% < 99,9 \%$; Tab. 17).

Die standardisierten Kurven lassen ein mäßiges Gleichlaufen erkennen (Fig. 63). Der Konnex wird durch die Ca-Ganglinie zur Schneeschmelze gestört. Die Ca-Kurve zeigt im allgemeinen die gleiche Reaktion wie bei den vorhin besprochenen Karstquellen (H 4, R 1 und T 6) in der Art, daß bei Niedrigwasser eine Mg-Anreicherung erfolgt, während bei Verdünnung die Ca-Äquivalente relativ dominieren (F.Bauer 1970, 134).

Fig. 61:

Histogramme Ordnungsfunktionen
 der Quelle T 6 "Kaswasserquelle" von 18.9.73 - 1.9.74



Tab. 17:

B 10 im oberen Rohr

KORRELATIONS - KOFFIZIENTEN der Abhängigkeit vom

Chemismus

n = 18

	GH	NKH	% Ca	Temp
Q glz	-0,069±0,23	-0,277 ±0,22	0,762 ±0,1	0,192 ±0,23
Q 1P verz.	-0,491±0,18	-0,454 ±0,19	0,593 ±0,15	-0,259 ±0,22
Q 2P verz.	-0,617±0,15	-0,377 ±0,2	0,332 ±0,21	-0,203 ±0,23
Q 3P verz.	-0,421±0,19	-0,326 ±0,21	-0,071 ±0,23	-0,017 ±0,24
Q 4P verz.	---	---	---	---
GH		0,491 ±0,18	-0,154 ±0,23	0,362 ±0,2
NKH			-0,391 ±0,2	-0,111 ±0,23
% Ca				0,128 ±0,23

Sicherungsgrenzwerte für:

P_{95%}: r=0,468 P_{99%}: r=0,59 P_{99,9%}: r=0,708

MITTELWERTE und VERTEILUNGSMASSE

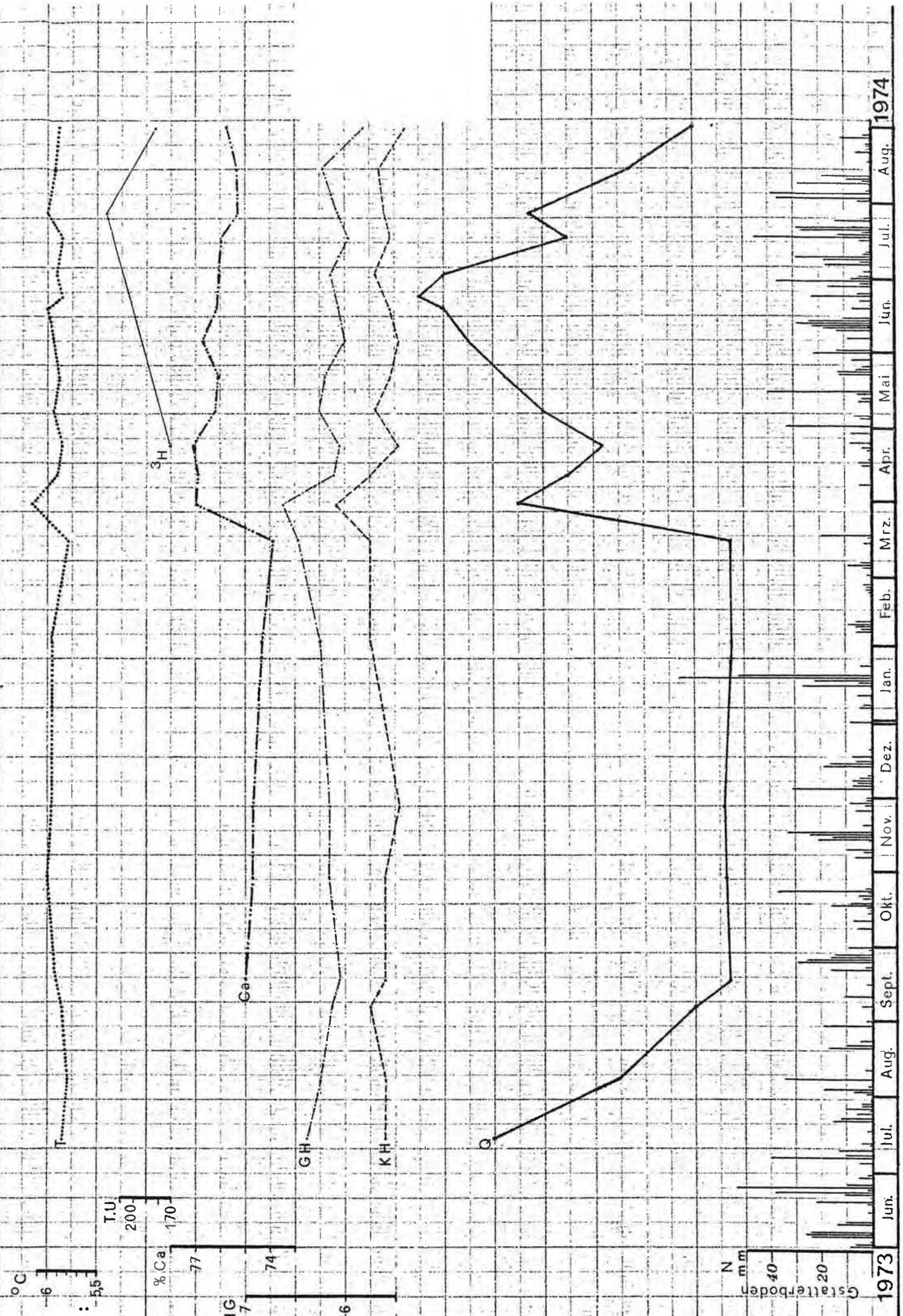
	Q	GH	NKH	% Ca	Temp	pH
arithm. Mittel	40,4	6,15	0,53	75,61	5,93	--
Modus (Md)	5,0±25	6,1±0,05	0,5±0,05	76,0±0,25	5,9±0,05	--
Median (Me)	65,0±25	6,1±0,05	0,5±0,05	76,0±0,25	5,9±0,05	--
Extreme max.	130	6,62	0,73	77,04	6,15	7,55
Extreme min.	4,5	5,82	0,38	73,88	5,78	7,5
Schwankungsziffer	28,89	1,14	1,92	1,04	1,06	1,01
Standardabweichung	43,46	0,18	0,09	1,02	0,08	--
Variabilität	78,20	2,93	17,42	1,35	1,35	--

Die Angabe der Werte für: Md u. Me erfolgte aufgrund d. Gruppen;

$$\text{Schwankungsziffer} = \frac{\text{max.}}{\text{min.}}$$

R10

Fig. 62: 55



1973

1974

Die Wasserhaushaltsberechnungen für die Quelle R 10 führen zu folgenden Ergebnissen:

Der mittleren Quellwassertemperatur ($5,93^{\circ}\text{C}$) entspricht eine mittlere Höhe des Einzugsgebietes von 910 m ü.A. Ferner kann dadurch die Abflußhöhe mit 803 mm/J bestimmt werden. Die Berechnung des mittleren Jahresniederschlages ergibt 1.407 mm. Daraus errechnet sich ein Abflußfaktor von $> 57\%$.

Im Einzugsgebiet müssen bei einer Jahresabflußmenge von 1,27 Mio m^3 etwa 2,23 Mio m^3 Niederschlag anfallen, um den Abfluß zu ermöglichen. Die Totalisatormessungen auf der Niederscheiben Alm ergeben einen Gradienten von 56,8 mm/100 m. Bezogen auf die mittlere Seehöhe des Einzugsgebietes und zu der Niederschlagsmenge des dauerbeobachteten Jahres (Station: Gstatterboden: 1.572,4 mm) addiert, kann dafür eine Niederschlagshöhe von 1.771 mm angenommen werden. Die zur Abflußalimentation benötigte Niederschlagsmenge von 2,23 Mio m^3 wird erst bei einer Größe des Einzugsgebietes von 1,26 qkm erbracht. Die Abflußspende beträgt dabei 32 l/s.qkm.

Es erhebt sich nun die Frage, wieviel Niederschlagswasser im Zeitraum 27.7. - 31.8.1974 mit einer ^3H -Konzentration von 164 T.U. infiltriert sein mußte, bzw. mit wieviel Speicherwasser es sich vermischen mußte, um den ursprünglichen Tritiumpegel von 222 T.U. auf 182 T.U. zu senken.

Der Totalisator auf der Niederscheiben Alm (900 m Sh) verzeichnete in diesem Zeitraum eine Niederschlagshöhe von 194,5 mm. Auf das Einzugsgebiet berechnet, bedeutet dies eine Menge von 245.070 m^3 . Bei einem vorgegebenem Abflußfaktor von 57 % sind maximal 139.690 m^3 infiltriert.

Mit Hilfe der Mischungsgleichung errechnet sich ein Speicherwasseranteil (y) von 62.861 m^3 .

Fig. 63: Beziehung: Q zu GH zu %Ca (unter Berücksichtigung der zeitlichen Verzögerung von 2 Perioden) der Quelle R 10 im oberen Rohr



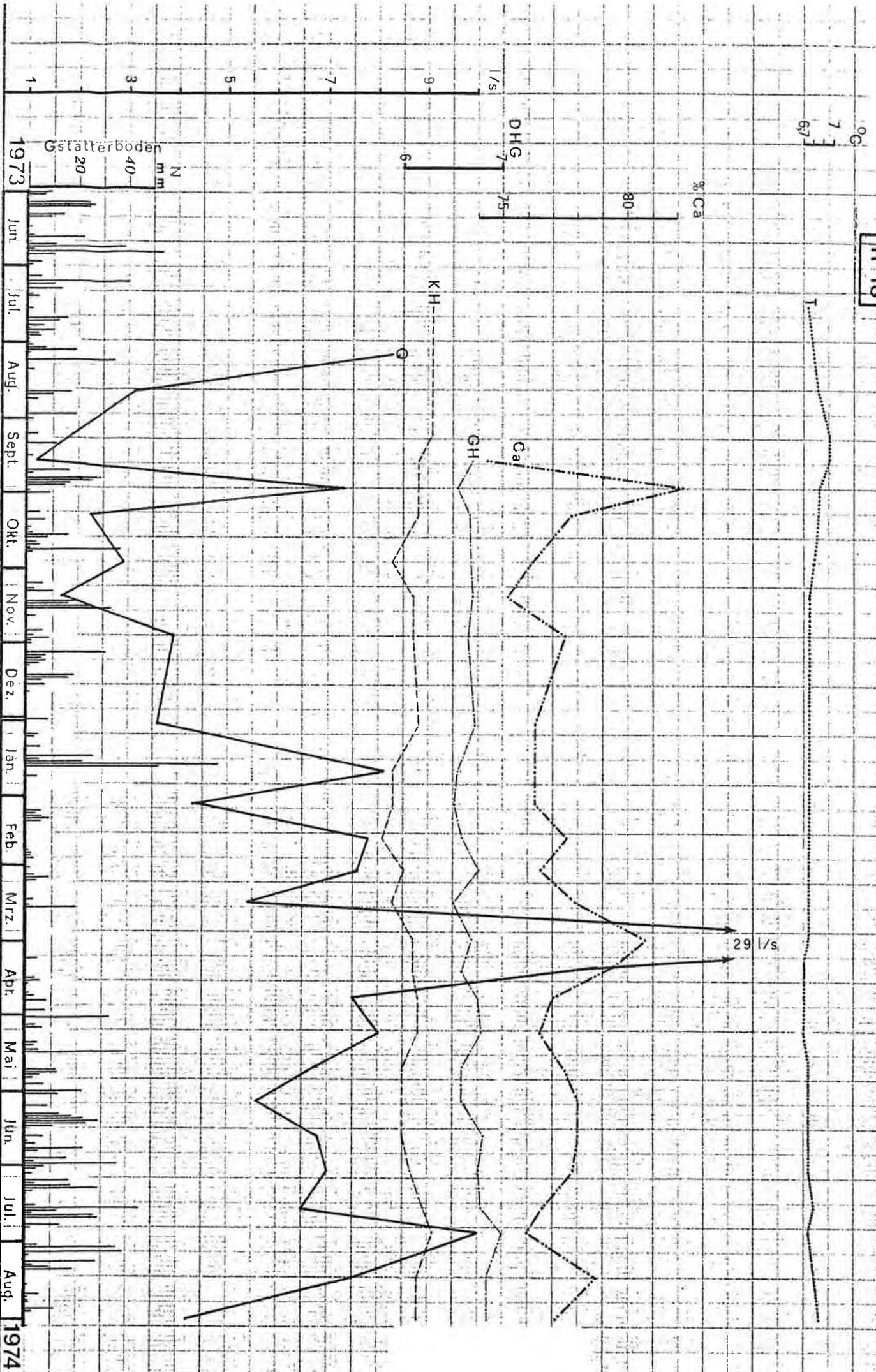
Std. Werte !

+	Schüttung	von: 8. 8.73 - 14.8.74] r = -0,61]	r = 0,33
x	Gesamthärte	17. 9.73 - 31.8.74		
o	Ca/Mg Verhältnis	-"-		

GH und %Ca wurden um 2 Abschnitte nach links verschoben !

Fig. 64:

R 18



Das Mischungsvolumen (x+y) beträgt 202.551 m³, woraus sich der prozentuelle Infiltrationsanteil (x) mit 69 % ergibt. Bei einer ganzjährig angenommenen Umsatzrate von 69 % beträgt die MVZ ca. 1 1/2 Jahre.

Der Lösungsabtrag im dauerbeobachteten Jahr beläuft sich auf (Jahres-Gesamtabflußmenge = 1,27 Mio m³):

	mittl. Konz.	Lösungs-Gesamtabtrag Gestein	
	mg/l	t/J	cbm/J
NaCl	0,99	1,26	0,59
KCl	0,61	0,77	0,39
CaSo ₄	12,87	16,34	7,10
CaMg(CO ₃) ₂	49,38	62,71	21,62
CaCO ₃	46,82	59,46	22,02
Summe	110,67	140,54	51,72

9.3.5. Die Karstfolgequelle R 18 am Rauchboden

Am Ausgang des Kühgrabens entspringt die - hinsichtlich der Schüttung - rasch reagierende, ansonsten aber gut durchmischte (minimale KH-, GH- und Temperaturschwankungen), schuttverhüllte Karstquelle R 18.

Man erkennt, daß die Vegetation im Sommer auf Grund der höheren Aggressivität der Sickerwässer - hervorgerufen durch vermehrte Huminsäurebildung - in der Lage ist, die Karbonathärte um wenige Zehntelgrade deutscher Härte zu heben (Fig. 64). Im allgemeinen sind jedoch die Schwankungen der Mineralisation als minimal zu be-

Tab. 18:

R18 "Rauchboden - Quelle"

KORRELATIONS - Koeffizienten der Abhängigkeit vom
Chemismus

n = 24

	GH	NKH	% Ca	Temp
Q glz	+0,048 ±0,2	-0,031 ±0,2	+0,561 ±0,14	-0,339 ±0,18
Q 1P verz.	-0,010 ±0,2	-0,150 ±0,2	+0,223 ±0,19	-0,408 ±0,17
Q 2P verz.	+0,233 ±0,19	+0,176 ±0,2	-0,027 ±0,2	-0,374 ±0,18
Q 3P verz.	+0,270 ±0,19	-0,037 ±0,2	-0,178 ±0,2	-0,093 ±0,2
Q 4P verz.	-0,156 ±0,2	-0,301 ±0,19	+0,340 ±0,18	+0,026 ±0,2
GH		+0,347 ±0,18	-0,243 ±0,19	+0,052 ±0,2
NKH			-0,347 ±0,18	-0,221 ±0,19
% Ca				-0,083 ±0,2

Sicherungsgrenzwerte für:

P_{95%} : r=0,404 P_{99%} : r=0,515 P_{99,9%} : r=0,629

MITTELWERTE und VERTEILUNGSMASSE

	Q	GH	NKH	% Ca	Temp	pH
arithm. Mittel	6,56	6,69	0,62	77,38	6,77	--
Modus (Md)	7,0±0,5	*)	0,6±0,05	76,5±0,25	6,8±0,05	--
Median (Me)	7,0±0,5	6,7±0,05	0,6±0,05	77,25	6,8±0,05	--
Extreme max.	29,0	6,99	0,80	82,25	6,95	7,6
Extreme min.	1,20	6,50	0,39	74,38	6,7	7,5
Schwankungsziffer	24,17	1,08	2,05	1,11	1,04	1,01
Standardabweichung	5,38	0,12	0,10	1,68	0,06	--
Variabilität	77,38	1,80	16,06	2,18	0,84	--

Die Angabe der Werte für: Md u. Me erfolgte aufgrund d. Gruppen;

Schwankungsziffer = $\frac{\text{max.}}{\text{min.}}$

*) doppelt definiert: 6,7 ±0,05 und 6,8 ±0,05

zeichnen, was von der unbedeutenden Rezentwasserkomponente (4,4 %) unterstrichen wird. Auf Grund dieser guten Durchmischung erreichen die Korrelationskoeffizienten kaum das Signifikanzmaß. Ein Verdünnungseffekt kann nicht herausgelesen werden (Tab. 18).

Die Schneeschmelze Ende März 1974 führte zu einer hydrostatischen Herauspressung einer härteren und möglicherweise auch älteren Komponente (Fig. 64).

Trotz eines hydrostatisch gesteuerten Abflußganges werden die Amplituden des Ca/Mg-Verhältnisses bei außerordentlichen Hochwässern (Ende September 1973 und März 1974) erreicht. Man wäre geneigt, dies als ein typisches Phänomen der zeitlich verzögerten Karstwasser-Untergruppe anzusehen, zumal weitere Austritte dieser Kategorie (R 9 und R 10) jene Besonderheit ebenfalls aufweisen. Anscheinend wird durch das einschneidende Ereignis eines Hochwassers eigenartigerweise eine Ca-angereicherte Komponente des Speicherwassers unter hydrostatischem Druck mobilisiert.

Die zeitlich verzögerten Beziehungen entbehren durch die durchwegs schwachen Korrelationskoeffizienten an Aussagekraft (Tab. 18). Ein Verdünnungseffekt bzw. eine Reaktion läßt sich, wie aus den nahezu konstanten absoluten Ganglinien (KH und GH) schon ersichtlich war, nicht herausfinden. Die geringfügig höheren Koeffizienten bei der um vier Perioden verzögerten Variation dürfen nicht verleiten, hier eine Abhängigkeit anzunehmen, da sie beträchtlich unter der Sicherungswahrscheinlichkeit von 95 % liegen.

Die internen Vergleiche (GH : NKH, GH : Ca und NKH : Ca) drücken zwar einen sinnvollen Gleichklang aus, leiden aber unter der Schwäche der Koeffizienten.

Der von der Rauchbodenquelle geleistete Lösungs-Gesamt-
abtrag ist wegen der geringeren Schüttung bzw. wegen des
kleineren Einzugsgebietes im Vergleich zu den bisher be-
sprochenen Austritten mäßiger:

R 18	mittl. Konz.	Lösungs-Gesamt- abtrag bei einer Jahresabfluß-Menge von 0,2 Mio cbm/J	
	mg/l	t/J	cbm/J
NaCl	0,76	0,15	0,07
KCl	0,50	0,10	0,05
CaSO ₄	15,04	3,01	1,31
CaMg(CO ₃) ₂	49,75	9,95	3,43
CaCO ₃	54,47	10,89	4,03
Summe	120,52	24,10	8,89

9.3.6. Der Weißenbachl-Ursprung Gst 1

Es handelt sich dabei um die größte perennierende Quell-
gruppe (MQ: 257 l/s) des Arbeitsgebietes. Einen halben
Kilometer bevor das um 90° gebogene Trockental aus dem
Hinterwinkel die Enns erreicht, entspringen im Umkreis
von wenigen Metern 11 Austritte an den von Seitenmorä-
nen gebildeten Talflanken. Ein Teil der Quellen wird
zur Anspeisung von Fischteichen genutzt, ohne im Was-
serbuch eingetragen zu sein.

Wie aus den absoluten Ganglinien zu ersehen ist, geht
eine Schüttungserhöhung mit einer mehr oder weniger
ausgeprägten, zumeist aber nur schwachen Aufhärtung

einher. Das einem hydrostatischen Druck gehorchende Abflußverhalten wird außerdem durch relative Mg-Anreicherung (Absinken der % Ca-Kurve in Fig. 65), geringfügige Temperaturanstiege und mit einem hohen positiven Korrelationskoeffizienten der Beziehung: Temp : Q_{glz} mit $P > 99 \%$ (Tab. 19) zum Ausdruck gebracht.

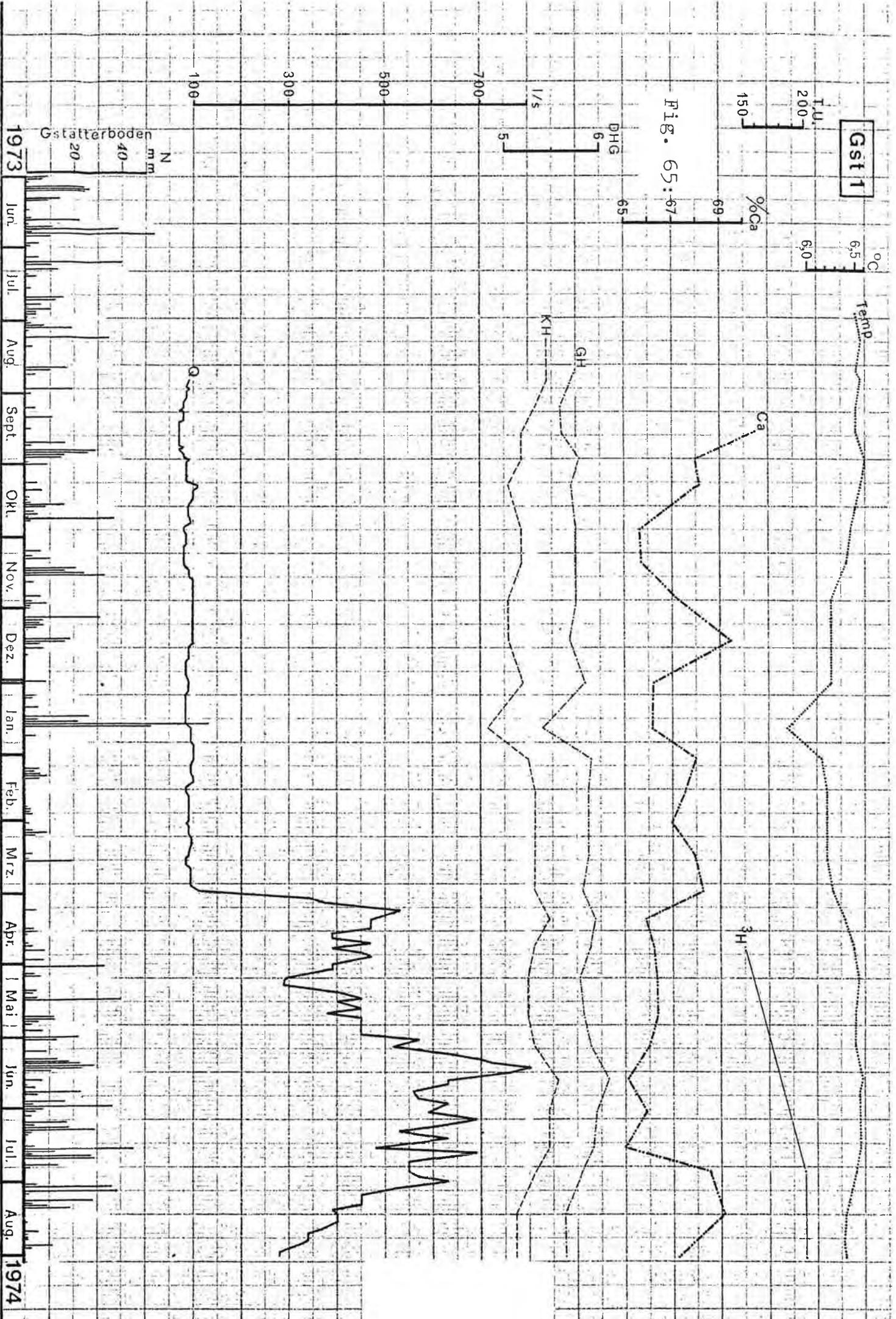
Wegen der guten Durchmischung im Reservoir (nur 4,5 % ungemischter Rezentwasseranteil) kommt es zu keiner ausgeprägten Witterungsreaktion, was durch kaum signifikante Korrelationskoeffizienten bestätigt wird.

Eine Ausnahme bildete nur das einmalige Ereignis vom 20.1.1974, bei dem aber die den Quellmund oberirdisch überfließenden Schneeschmelzwässer mitgemessen worden sein dürften.

Lediglich die NKH-Werte lassen logisch verknüpfte Beziehungen ($P > 95 \%$) erkennen, jedoch sind die Unterschiede zu gering, um eindeutige Aussagen zuzulassen. (Tab. 19).

Fazit: Es handelt sich bei dieser Quelle um einen im Abflußgang und in hydrochemischer Hinsicht stark gedämpften Karstwasseraustritt, der mächtigen Schuttmassen als Retentionskörper entspringt. Die Größe und Abgeschlossenheit des unterirdischen Speicherraumes wird außerdem durch das einem hydrostatischen Prinzip folgende Abflußverhalten zum Ausdruck gebracht. Da mittels der Korrelations-Methode auf Grund der minimalen Härteschwankungen keine Phasenverschiebung gefunden werden konnte, kann im Verein mit einer guten Durchmischung (der Rezentwasseranteil beläuft sich nur auf 4,5 %) auf eine höhere Verweildauer - zumindest im Vergleich zu den bisher diskutierten Quellen - geschlossen werden.

Die mittlere Höhe des Einzugsgebietes liegt nach der Quellwassertemperatur ($6,38^{\circ}\text{C}$) in 820 m Sh. Damit wird



Tab. 19:

Gst 1 "Weißenbachl - Ursprung"

KORRELATIONS - KOEFFIZIENTEN der Abhängigkeit vom
Chemismus

n = 25

	GH	NKH	% Ca	Temp
Q glz	+0,472 ±0,16	-0,500 ±0,15	-0,407 ±0,17	+0,543 ±0,14
Q 1P verz.	+0,290 ±0,18	-0,498 ±0,15	-0,315 ±0,18	+0,524 ±0,15
Q 2P verz.	+0,129 ±0,2	-0,531 ±0,14	-0,225 ±0,19	+0,466 ±0,16
Q 3P verz.	+0,052 ±0,2	-0,462 ±0,16	-0,059 ±0,2	+0,382 ±0,17
Q 4P verz.	+0,013 ±0,2	-0,442 ±0,16	+0,015 ±0,2	+0,331 ±0,18
GH		-0,100 ±0,2	-0,435 ±0,16	+0,406 ±0,17
NKH			+0,012 ±0,2	-0,333 ±0,18
% Ca				-0,125 ±0,2

Sicherungsgrenzwerte für:

P_{95%} : r=0,396 P_{99%} : r=0,505 P_{99,9%} : r=0,618

MITTELWERTE und VERTEILUNGSMASSE

	Q	GH	NKH	% Ca	Temp	pH
arithm. Mittel	257	5,80	0,56	67,09	6,38	--
Modus (Md)	100±25	5,8±0,05	0,6±0,05	66,0±0,25	6,5±0,05	--
Median (Me)	100±25	5,8±0,05	0,6±0,05	67,0±0,25	6,5±0,05	--
Extreme max.	800	6,07	0,71	70,48	6,6	7,6
Extreme min.	70	5,40	0,44	65,03	5,8	7,5
Schwankungsziffer	11,43	1,12	1,61	1,08	1,14	1,01
Standardabweichung	197,68	0,14	0,07	1,42	0,18	--
Variabilität	78,88	2,38	12,60	2,11	2,90	--

Die Angabe der Werte für: Md u. Me erfolgte aufgrund d. Gruppen;

$$\text{Schwankungsziffer} = \frac{\text{max.}}{\text{min.}}$$

die Höhe des langjährigen Abflusses mit $h_A = 775$ mm durch Interpolation ermittelt (Fig. 27). Der Jahresniederschlag nach der reduzierten Formel beträgt 1.360 mm, sodaß der Abflußfaktor auf 57 % zu liegen kommt.

Die anhand der Pegelaufzeichnungen berechnete Jahresabflußmenge beläuft sich auf 8,1 Mio m^3 . Dementsprechend sind 14,2 Mio m^3 Niederschlag erforderlich, um den Abfluß zu alimentieren.

Die Niederschlagsberechnung für das dauerbeobachtete Jahr gestaltet sich ähnlich, wie bereits bei der Quelle R 10 besprochen wurde. Zu der von der Station Gstat-terboden (560 m Sh) registrierten Niederschlagsmenge (1.572,4 mm) sind um die Höhendifferenz zu Hm des Einzugsgebietes von Gst 1 (820 m) unter Berücksichtigung des Gradienten (56,8 mm/100 m) 147,6 mm hinzuzuzählen. Die Niederschlagshöhe betrug demnach im Zeitraum 1.9.1973 - 31.8.1974 in 820 m Sh etwa 1.720 mm.

Bei einem Niederschlagswasserdargebot von $1,72 \text{ m}^3/\text{m}^2/\text{J}$ wird eine Fläche von $8,26 \text{ km}^2$ benötigt, um die geforderte Niederschlagsfracht von 14,2 Mio m^3 zu erbringen. Gleichzeitig bedeutet dies eine Abflußspende von 31 l/s.qkm.

Die Berechnung der Verweildauer stößt insoferne auf Schwierigkeiten, da in dem Zeitraum vom 27.7.1974 bis 31.8.1974 trotz abnehmender Tendenz der Niederschlags-Tritiumganglinie eine Erhöhung in der Quellwasser-Tritiumkonzentration eintrat. Dieser Hinweis auf eine längere Verzögerung läßt ebenfalls eine höhere MVZ im Vergleich zu den bisher beobachteten Quellen erwarten. Es ist deshalb eine Schätzung der Umsatzrate nur unter Zuhilfenahme des April - Juli 1974 Anstieges möglich.

Dazu müssen die Rücklagen des Winters 1973/74 mit ihren niedrigen ^3H -Werten einkalkuliert werden, da die erste Messung zu Beginn der Schneeschmelze gemacht wurde. Man

kann annehmen, daß der Aufbrauch der Rücklagen anfangs zu einer Verminderung der ^3H -Konzentration geführt hat. Erst mit zunehmendem Einfluß der Fröhsommer-Niederschläge konnte es zu einem Anstieg des ^3H -Pegels im Quellwasser gekommen sein. Die Menge des infiltrierten Niederschlages und Schneeschmelzwassers muß deshalb bereits von November 1973 an berechnet werden:

November	1973	200 mm	101 T.U.	
Dezember	1973	210 mm	74 T.U.	
Jänner	1974	183 mm	43 T.U.	
Februar	1974	77 mm	137 T.U.	gemessen von der Station: Pyhrnpaß in 945 m Sh
März	1974	59 mm	104 T.U.	
April	1974	74 mm	124 T.U.	
Mai	1974	135 mm	1818 T.U.	
Juni	1974	259 mm	317 T.U.	
Juli	1974	164 mm	171 T.U.	
Summe		1361 mm	312 T.U.	

Bei der Annahme des Exponential-Modells, was nach den hydrochemischen Untersuchungen berechtigt erscheint, kann anhand der Mischungsgleichung folgende Umsatzrate geschätzt werden:

Die Niederschlagsmenge auf dem Einzugsgebiet betrug im Zeitraum November 1973 bis Juli 1974 ($1,361 \text{ cbm/m}^2$) bzw. auf einer Fläche von $8,26 \text{ Mio m}^2$ $11.241.860 \text{ m}^3$. Davon sind 57 % infiltriert, also $6.407.860 \text{ m}^3$ mit einer mittleren Tritiumkonzentration von 312 T.U.

$$6.407.860 \cdot 312 + 153 \cdot y = (6.407.860 + y) \cdot 199$$

$$y = \underline{15.741.047 \text{ m}^3}$$

Das Durchmischungsvolumen $(x+y)$ beträgt $22.148.907 \text{ m}^3$ und die Umsatzrate berechnet sich daraus mit 28,9 %.

Die MVZ ergibt sich bei einer ganzjährig angenommenen Umsatzrate dieser Größenordnung mit $3 \frac{1}{2}$ Jahren und

kennzeichnet diese Wässer als wesentlich älter als beispielsweise die der Kaswasserquelle T 6 (1 3/4 Jahre).

Der recht beträchtliche Lösungs-Gesamtabtrag des Weisenbachl-Ursprungs Gst 1 ergibt sich aus der Summierung folgender Salze:

Gst 1	mittl. Konz. mg/l	Lösungs-Gesamtabtrag bei einer Jahresabflußmenge von: 8,1 Mio cbm/J	
		t/J	Gestein cbm/J
NaCl	0,53	4,29	2,0
KCl	0,23	1,86	0,95
MgCl ₂	3,97	32,16	19,49
CaSO ₄	7,89	63,91	27,79
CaMg(CO ₃) ₂	55,22	447,28	154,23
CaCO ₃	33,79	273,70	101,37
Summe	101,63	823,20	305,83

9.4. Die Dolomitquellen

9.4.1. Der Ursprung des Hinteren Schindlgrabens (Schdl 8)

Im Schindlgraben in 1.110 m Sh entspringt einem schlauchartigen Mundloch im Wettersteindolomit die relativ starke Dolomit-Karstquelle Schdl 8 ("Schindlloch" bzw. Schindlgraben-Ursprung). Die Ergiebigkeit, die Tatsache der großen physiko-chemischen Schwankungen und die für dolomitische Verhältnisse geringe Mineralisierung, las-

sen diese Quelle als Übergangstyp zu den Kalkkarstquellen erkennen (Fig. 66). Dementsprechend ist die ausgeprägte Witterungsreaktion, dargestellt durch das synchrone Verhalten der standardisierten Kurven (Fig. 67) und durch die hochsignifikanten Korrelationskoeffizienten (Tab. 20). Ebenso gibt der hohe Prozentsatz der ungemischten Komponente (14,1 % Rezentwasseranteil) Auskunft über ein begrenztes Speichervolumen.

Der Lösungsgesamtabtrag rekrutiert sich zum Großteil aus dem im Einzugsgebiet anstehenden Wettersteindolomit:

Schdl 8	mittl. Konz. mg/l	Lösungs-Gesamtabtrag bei einem Jahresabfluß von: 145.800 cbm/J	
		t/J Gestein	cbm/J
CaSO ₄	ca. 17,8	2,59	1,13
CaMg(CO ₃) ₂	ca. 106,6	15,55	5,36
CaCO ₃	ca. 3,4	0,50	0,19
Summe	ca. 127,8	18,64	6,68

9.4.2. Die Quelle ME 6 am Erbsattel

An einem Straßenanschnitt im Hauptdolomit wurde der Kluftwasseraustritt ME 6 mittels eines Metallrohres gefaßt, sodaß Schüttungsmessungen exakt erfolgen konnten. Eine Nutzung, Ableitung oder Eintragung im Zentralen Wasserbuch liegt nicht vor.

Schdl 8

Fig. 66:

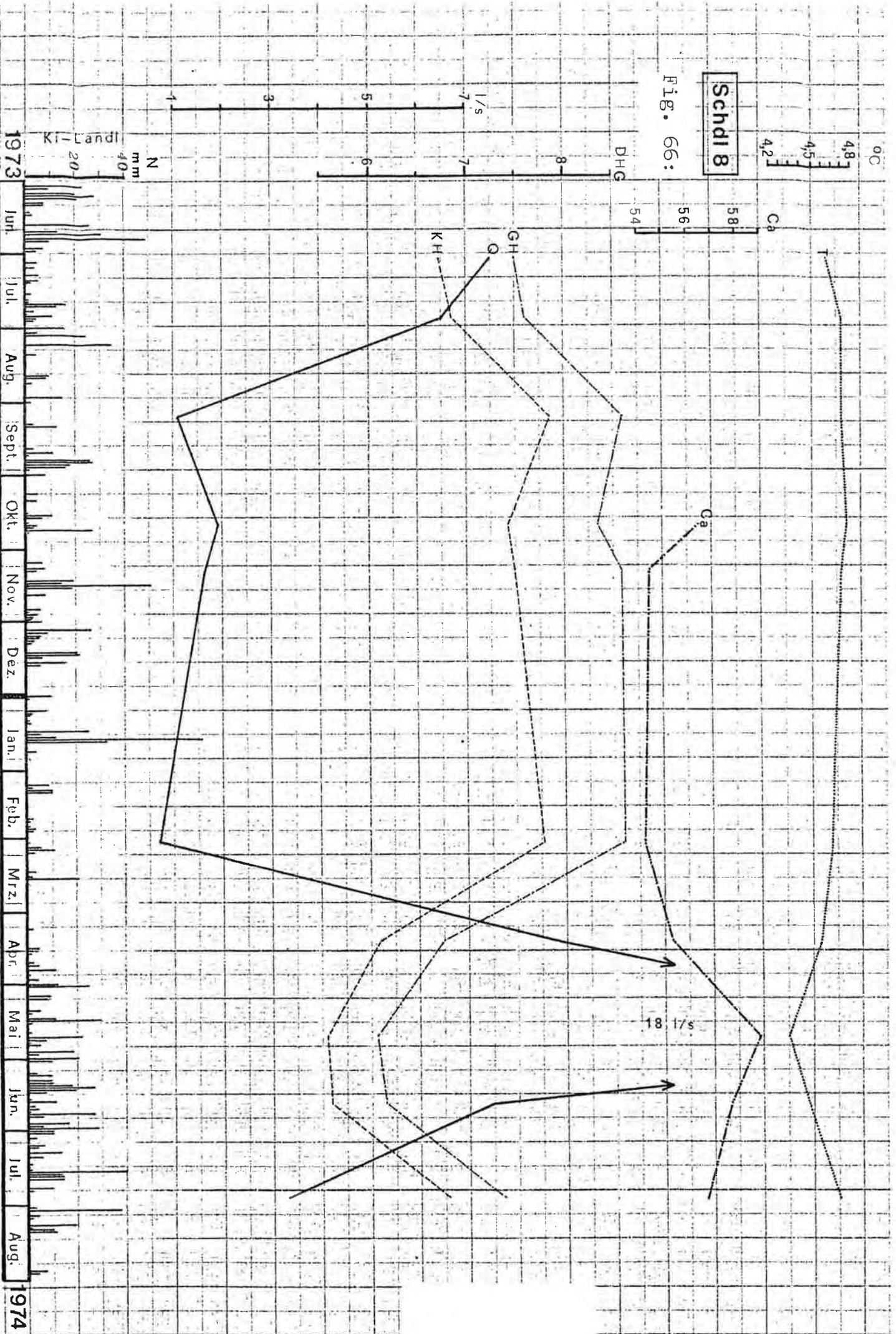
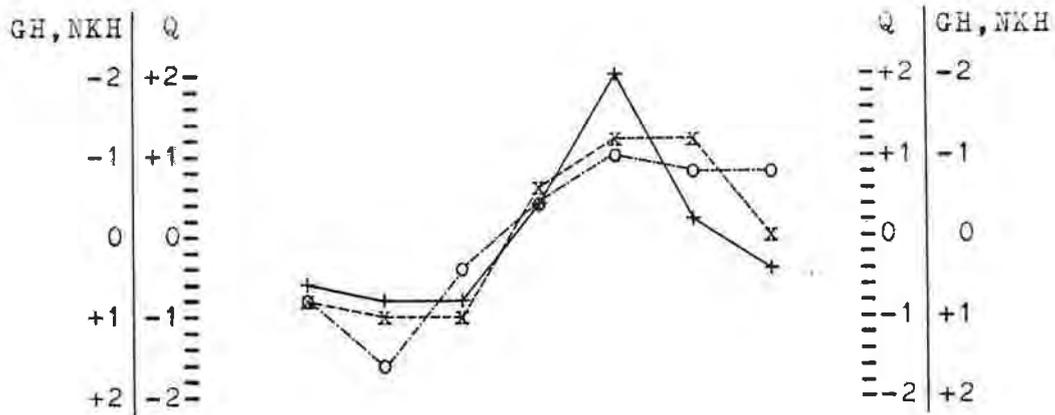


Fig. 67:

Die Beziehungen: Q zu GH zu NKH (gleichzeitig)

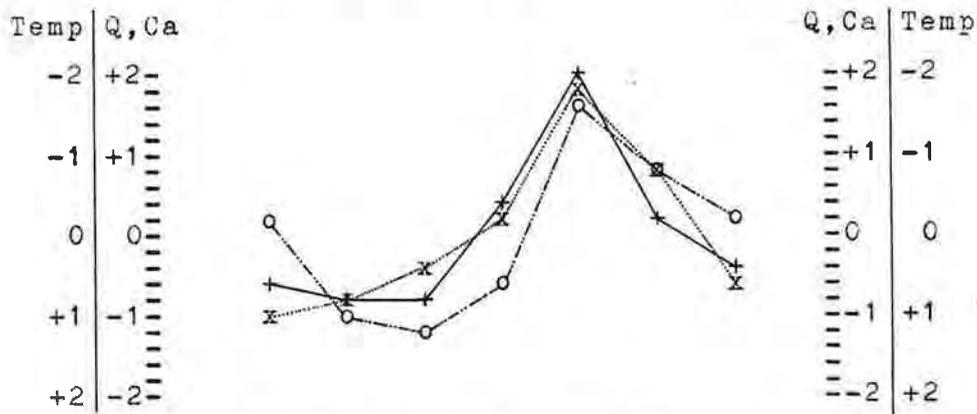
der Quelle: Schdl 8 im Schinalgraben



Standardisierte Werte!

+	Schüttung (Q)	von: 21.10.73 - 28.7.74] r=-0,85]	r=-0,67
x	Gesamthärte (GH)	- " -		
o	Nichtkarbonathärte (NKH)	- " -		

Die Beziehungen: Q zu % Ca zu Temp (gleichzeitig)



Standardisierte Werte!

+	Schüttung (Q)	von: 21.10.73 - 28.7.74] r=+0,75]	r=-0,93
o	Ca/Mg Verhältnis (%Ca)	- " -		
x	Temperatur (Temp)	- " -		

Tab. 20:

Schdl 8 "Im Schindlgrabenloch"

KORRELATIONS - KOEFFIZIENTEN der Abhängigkeit vom
Chemismus

n = 7

	GH	NKH	% Ca	Temp
Q _{glz}	-0,850 ±0,1	-0,669 ±0,21	+0,753 ±0,16	-0,927 ±0,05
Q 1P verz.	-0,706 ±0,19	-0,645 ±0,22	+0,702 ±0,19	-0,597 ±0,24
Q 2P verz.	-0,102 ±0,37	-0,358 ±0,33	+0,271 ±0,35	+0,265 ±0,35
Q 3P verz.	--	--	--	--
Q 4P verz.	--	--	--	--
GH		+0,875 ±0,09	-0,793 ±0,14	+0,871 ±0,09
NKH			-0,703 ±0,19	+0,737 ±0,17
% Ca				-0,701 ±0,19

Sicherungsgrenzwerte für:

P_{95%}: r=0,755 P_{99%}: r=0,875 P_{99,9%}: r=0,951

MITTELWERTE und VERTEILUNGSMASSE

	Q	GH	NKH	% Ca	Temp	pH
arithm. Mittel	4,6	7,40	0,73	56,23	4,63	--
Modus (Md)	2±0,5	*)	**)	56,5±0,25	4,8±0,05	--
Median (Me)	3±0,5	7,4±0,05	0,6±0,05	56,5±0,25	4,7±0,05	--
max. Extreme	18,0	8,59	1,10	58,78	4,85	7,5
min.	0,68	6,06	0,52	54,17	4,25	7,45
Schwankungsziffer	26,47	1,42	2,12	1,09	1,14	1,01
Standardabweichung	6,13	1,12	0,22	1,68	0,21	--
Variabilität	102,57	15,12	30,35	2,98	4,63	--

Die Angabe der Werte für: Md u. Me erfolgte aufgrund d. Gruppen;

$$\text{Schwankungsziffer} = \frac{\text{max.}}{\text{min.}}$$

*) Doppelt definiert: 6,1 ± 0,05 und 8,6 ± 0,05.

**) Doppelt definiert: 0,5 ± 0,05 und 0,6 ± 0,05.

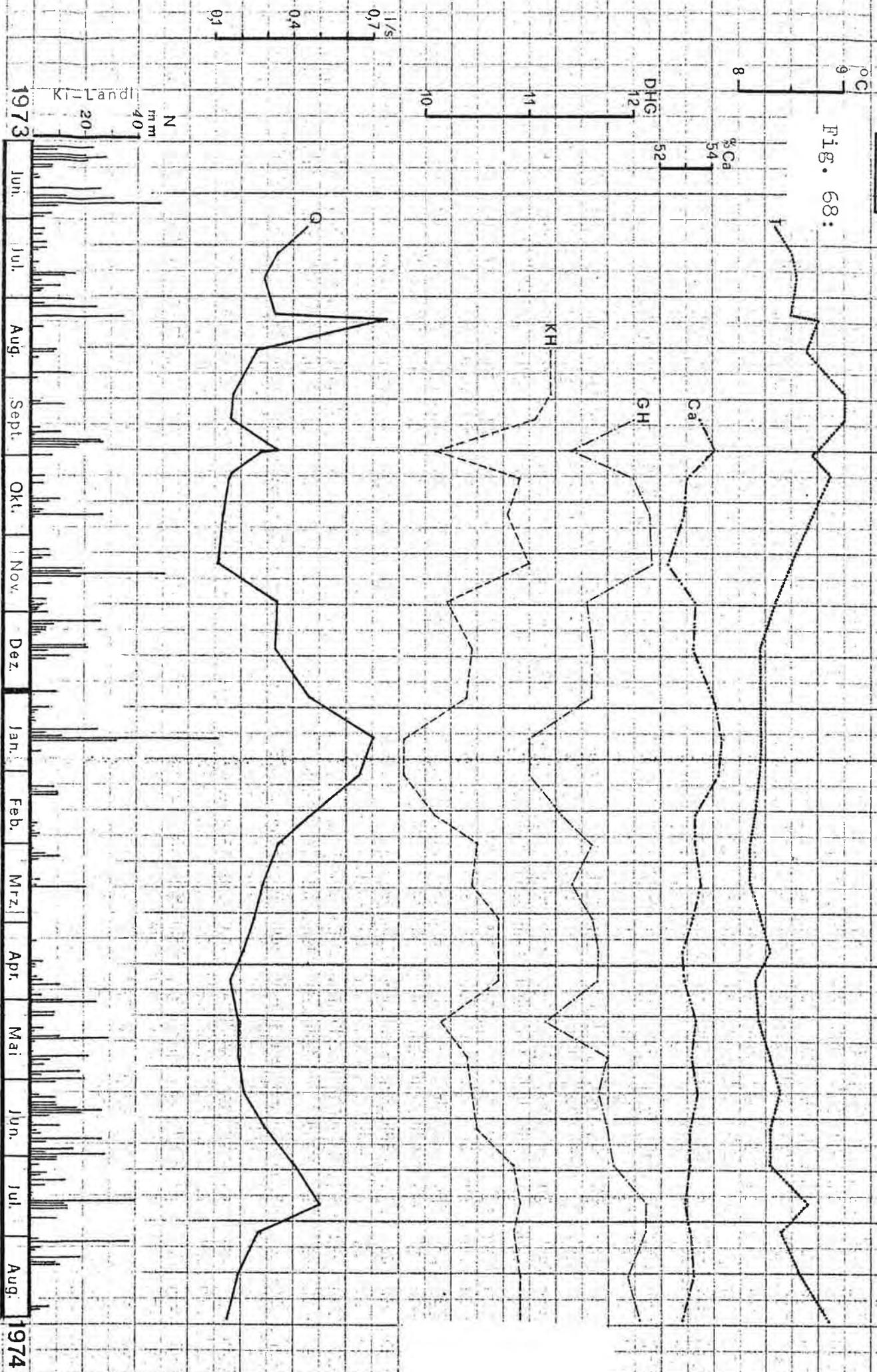
Mit einer mittleren Schüttung von 0,3 l/s hebt sich die Quelle in der Bedeutung zwar von den Sickerwässern ab, jedoch sprechen die Wassertemperaturen, die Mineralisierung, das Ca/Mg-Verhältnis, die geringen Rezentwasseranteile (4,1 %) und das im Vergleich zu den Karstwasseraustritten größere Retentionsvermögen für den charakteristischen Dolomit-Entwässerungsmechanismus. Die kontinuierlich steigende wie fallende Q-Kurve bestätigt das größere Rückhaltevermögen dieser von einem Einzugsgebiet im Hauptdolomit alimentierten Quelle.

Die Schwankungen sind im Vergleich zur Quelle T 16 ("Kropfbründl") zwar ausgeprägter, was auf eine bessere Wasserwegigkeit zurückzuführen ist (vgl. Kap. 9.4.3.). Dem entspricht auch die Tatsache, daß die vorliegende Quelle ME 6 mit einer größeren Ergiebigkeit (bis max. 0,7 l/s) aufwarten kann (Fig. 68).

Der südexponierten Lage im Verein mit einem Einzugsgebiet, dessen mittlere Höhe etwa in 420 m liegt (nach Berechnung der mittleren Jahrestemperatur bei ganzjähriger Infiltration), ist das frühe Einsetzen der Schneeschmelze (Mitte Jänner 1974) zuzuschreiben. Dieses Ereignis hatte eine ausgeprägte Zäsur in den Konzentrationen der Mineralisierung zur Folge. Die Verdünnung wird durch einen hohen negativen Korrelationskoeffizienten zum Ausdruck gebracht (Tab. 21). Eigenartig dabei ist die Tatsache, daß das HQ des Sommers keinerlei einschneidende Auswirkung im Gang des Chemismus zeitigte. Für die Anhebung der Karbonat- wie Gesamthärte dürfte wohl die Aggressivität der Huminsäuren des bewaldeten Einzugsgebietes verantwortlich sein, die ja gerade in der wärmeren Jahreszeit ihre volle Wirkung erreichen. Nach J. ZÖTL (1961, 100) kann mit einer gesteigerten Lösungsfähigkeit gerechnet werden, die in der Lage ist, die Karbonathärte um 2 - 3 DHG zu erhöhen. In Anbetracht der fast geschlossenen Bewaldung des

ME 6

Fig. 68:



Tab. 21:

Quelle ME 6 "Erbsattel"

KORRELATIONS - KOEFFIZIENTEN der Abhängigkeit vom
Chemismus

n = 25

	GH	NKH	% Ca	Temp
Q glz	-0,624 ±0,12	+0,207 ±0,19	+0,690 ±0,1	-0,403 ±0,17
Q 1P verz.	-0,402 ±0,17	+0,026 ±0,2	+0,397 ±0,17	-0,389 ±0,17
Q 2P verz.	-0,230 ±0,19	--	--	--
Q 3P verz.	--	--	--	--
Q 4P verz.	--	--	--	--
GH		+0,042 ±0,2	-0,730 ±0,09	+0,638 ±0,12
NKH			+0,129 ±0,2	+0,125 ±0,2
% Ca				-0,208 ±0,19

Sicherungsgrenzwerte für:

P_{95%}: r=0,396P_{99%}: r=0,505P_{99,9%}: r=0,618

MITTELWERTE und VERTEILUNGSMASSE

	Q	GH	NKH	% Ca	Temp	pH
arithm. Mittel	0,30	11,68	1,14	53,27	8,39	--
Modus (Md) ±0,05	0,2	11,6	1,2	53,0±0,3	8,2	--
Median (Me) ±0,05	0,3	11,7	1,2	53,0±0,3	8,3	--
Extreme max.	0,70	12,17	1,37	54,26	9,0	7,4
min.	0,11	10,98	0,91	52,26	8,1	7,25
Schwankungsziffer	6,36	1,11	1,51	1,04	1,11	1,02
Standardabweichung	0,16	0,34	0,14	0,46	0,27	--
Variabilität	52,73	2,94	12,33	0,87	3,16	--

Die Angabe der Werte für: Md u. Me erfolgte aufgrund d. Gruppen;

$$\text{Schwankungsziffer} = \frac{\text{max.}}{\text{min.}}$$

Hauptdolomitbereiches ist diese Eigenschaft als typisches Merkmal zu werten, zum Unterschied zu Karstquellen, die von einem Einzugsgebiet zum Teil oberhalb der Waldgrenze alimentiert werden.

Die direkte, negativ korrelierte Abhängigkeit - im Sinne eines Verdünnungseffekts - die vor allem in den infiltrationsgünstigen Jahreszeiten beobachtet werden konnte, bestimmt die Qualität des Korrelationskoeffizienten

$Q_{glz} : GH$ (Tab. 21 und Fig. 69).

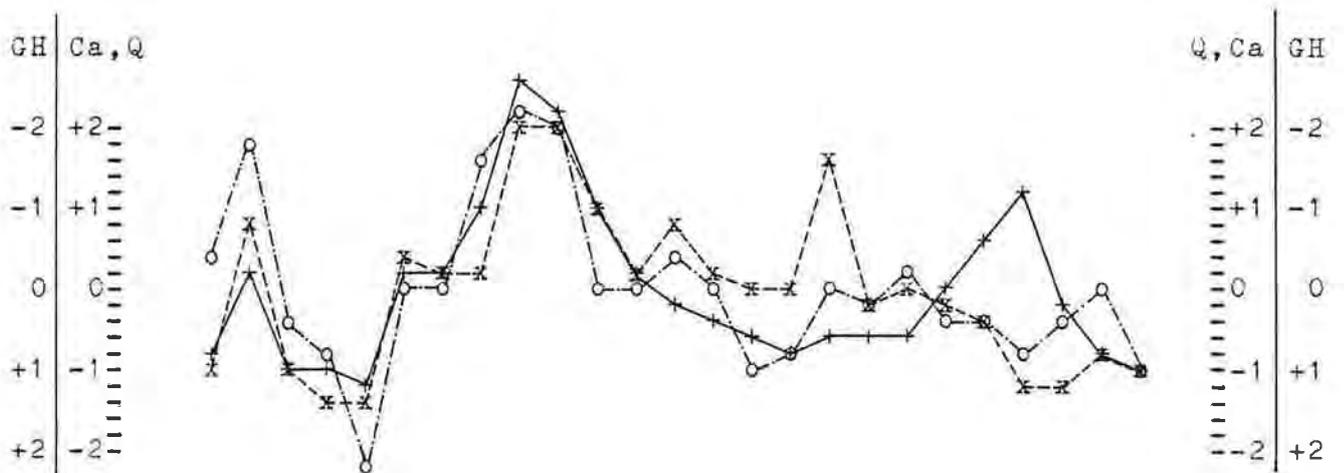
Die allerdings nur schwach ausgeprägten Ionenaustauschvorgänge werden trotzdem durch signifikante Beziehungen ($Q_{glz} : Ca$ und $GH : Ca$) wiedergegeben.

Der im Hauptdolomit geleistete Lösungs-Gesamtbeitrag veranschaulicht die - im Vergleich zu Kalkkarstgebieten - kleinere Hohlraumbildung pro Quelle (!), obwohl diese durchwegs höher mineralisiert ist. Berechnet man jedoch diesen Abtrag auf vergleichbare Einzugsgebiete und Quellschüttungen, dann erreicht die Korrosion im Dolomit natürlich größere Ausmaße.

ME 6	mittl. Konz. mg/l	Lösungs-Gesamtbeitrag bei einer Jahresabflußmenge von 9.400 cbm/J	
		t/J Gestein	cbm/J
MgCl ₂	1,42	0,013	0,008
MgSO ₄	2,23	0,021	0,009
CaSO ₄	23,13	0,217	0,094
CaMg(CO ₃) ₂	173,54	1,631	0,562
Summe	200,32	1,882	0,673

Fig. 69 Beziehung Q zu GH zu %Ca (gleichzeitig)

der Quelle ME 6 "Erbsattel"



Standardisierte Werte! n=25

+	Schüttung (Q)	von: 16.9.73 - 1.9.74] r=-0,624]] r= 0,690]
x	Gesamthärte (GH)	-"-		
o	Ca/Mg Verhältnis (%Ca)	-"-		

9.4.3. Die Quelle T 16 "Kropfbründl" südlich von
Großreifling

Die Quelle T 16 am Fuße eines bewaldeten Hauptdolomit-Steilhanges entspricht dem Typ der Sickerwässer. Diese Annahme wird einerseits durch die geringe Ergiebigkeit (MQ: 0,13 l/s), andererseits durch große Temperaturschwankungen (Fig. 70) mit außerordentlich hohen Sommerwerten bestätigt (Fig. 71 und Tab 22).

Die Schüttungs-Ganglinie verläuft fast konstant (vgl. die geringe Streuung in Fig. 70). Nur durch äußerst präzise und oftmalige Messungen (10^{-3} l/s) konnten Schwankungen festgestellt werden. Die Schwankungsziffer beträgt dennoch 5,33 und auch die Variabilität liegt mit einem Wert von 26,05 % im Mittelfeld der beobachteten Quellen.

Es ist für die folgenden Korrelationsberechnungen von Interesse, daß gerade die kleinen Schwankungen Konsequenzen in der chemischen Zusammensetzung der Wässer (GH und % Ca) nach sich zogen. So hat sich beispielsweise die Verdünnung vom 19.1.1974 wesentlich nachhaltiger auswirkt, als wir es vergleichsweise bei den Karstquellen beobachten konnten.

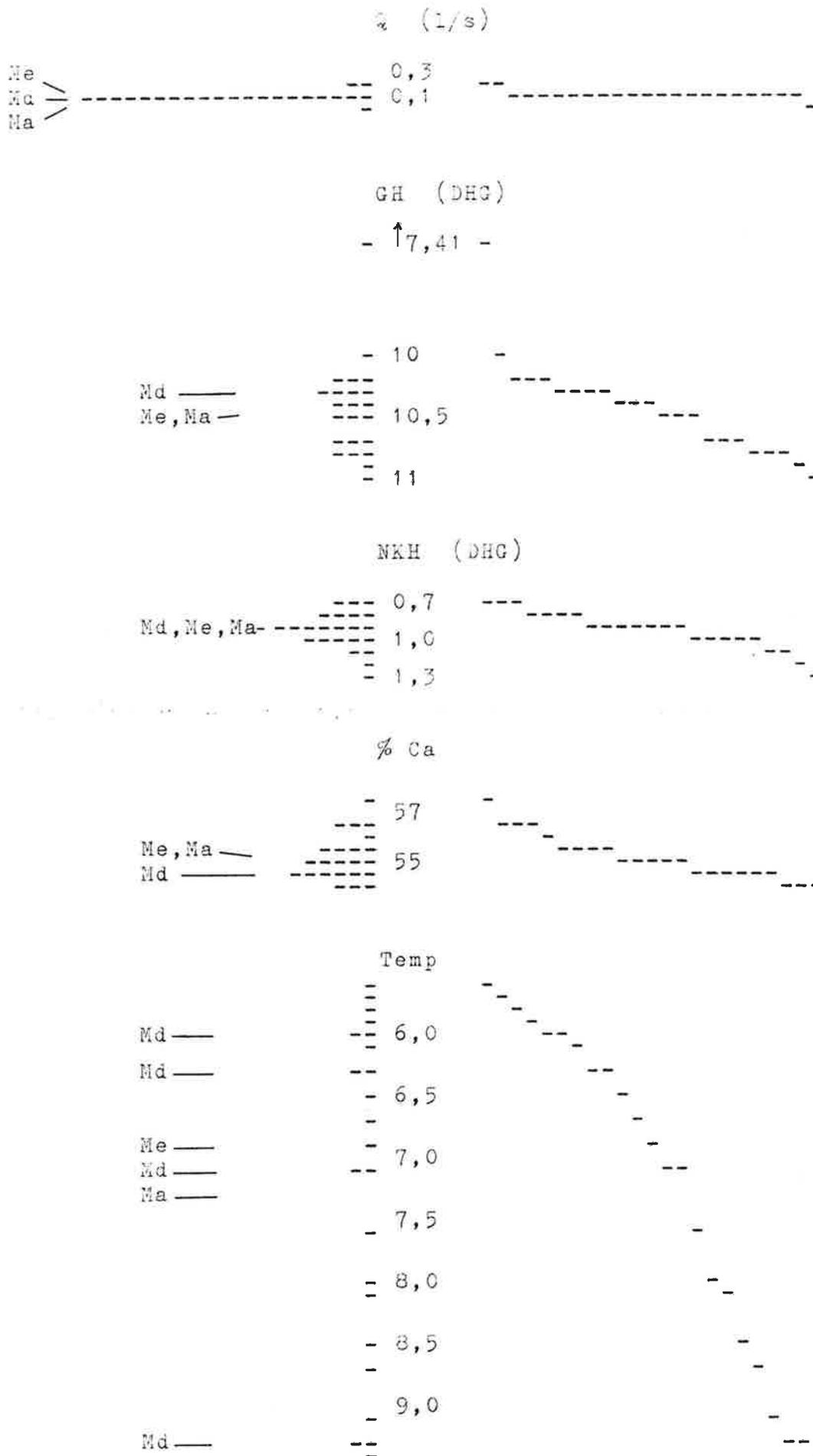
Das Diagramm der absoluten Ganglinien (Fig. 71) läßt v.a. durch die Amplituden der hydrochemischen Daten Rückschlüsse auf Witterungseinflüsse zu. Die ziemlich prägnanten Schwankungen der KH, GH und des Ca/Mg-Verhältnisses sprechen für eine größere Umsatzrate in einem kleinen Speicherreservoir, wobei aber - durch das für den Hauptdolomit typische feinmaschige Kluftnetz - starke Schüttungsschwankungen unterbunden werden. Im Vergleich zur Quelle ME 6 "Erbsattel" belegen die höheren Rezentwasseranteile (5,9 %) ebenfalls die wirksameren Außeneinflüsse.

Fig. 70:

HISTOGRAMME

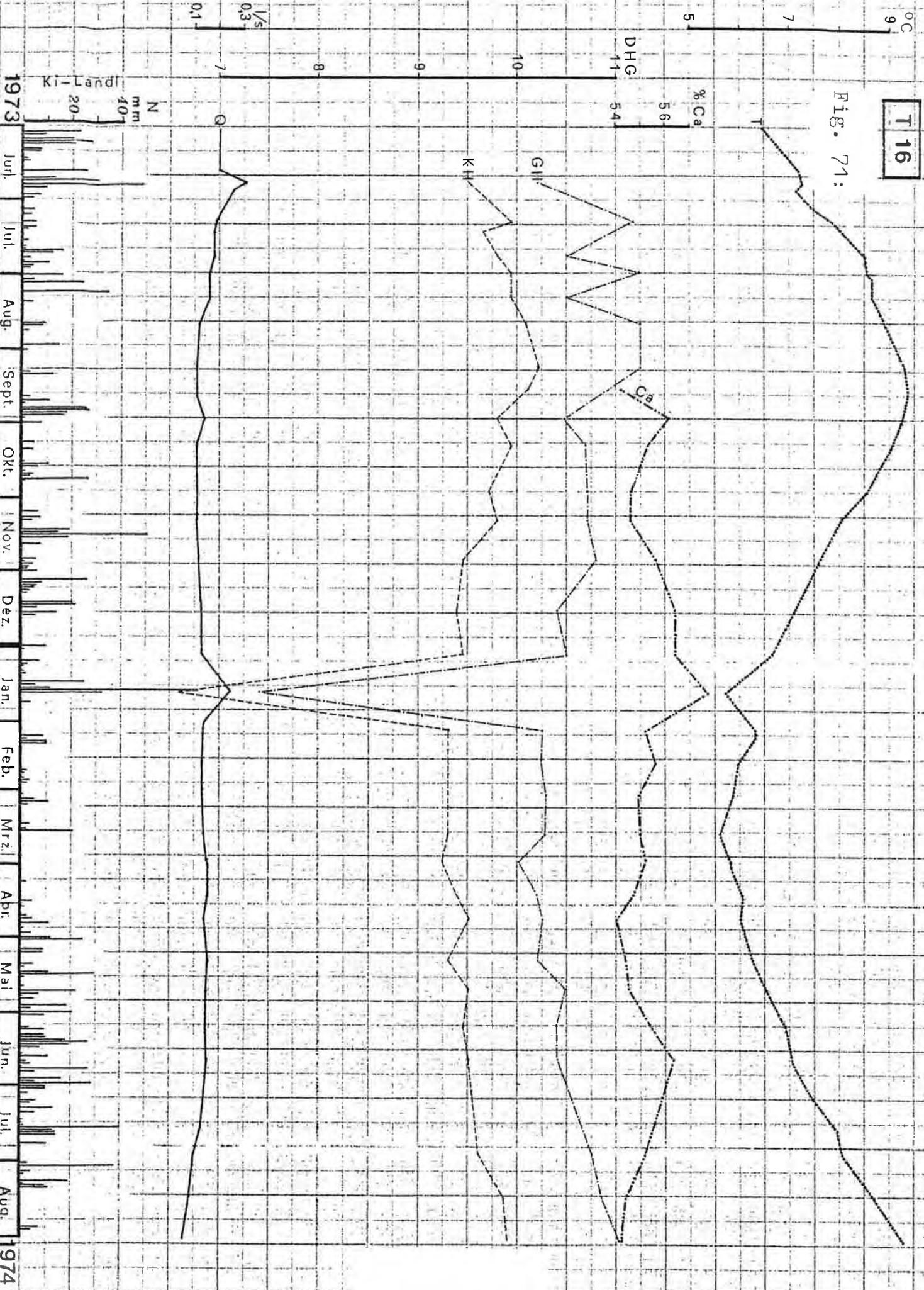
ORDNUNGSFUNKTIONEN

der Quelle T 16 "Kropfbründl" von 16.9.73 - 1.9.74



T 16

Fig. 71:



Tab. 22:

T 16 "Kropfbründl"

KORRELATIONS - KOEFFIZIENTEN der Abhängigkeit vom
Chemismus

n = 23

	GH	NKH	% Ca	Temp
Q glz	-0,888 ±0,04	-0,368 ±0,18	+0,608 ±0,13	-0,685 ±0,11
Q 1P verz.	-0,211 ±0,2	--	--	--
Q 2P verz.	--	--	--	--
Q 3P verz.	--	--	--	--
Q 4P verz.	--	--	--	--
GH		+0,311 ±0,19	-0,621 ±0,13	+0,551 ±0,14
NKH			-0,024 ±0,21	+0,100 ±0,21
% Ca				-0,212 ±0,2

Sicherungsgrenzwerte für:

P_{95%}: r=0,413P_{99%}: r=0,526P_{99,9%}: r=0,64

MITTELWERTE und VERTEILUNGSMASSE

	Q	GH	NKH	% Ca	Temp	pH
arithm. Mittel	0,13	10,36	0,93	55,22	7,2	--
Modus (Md)	0,1±0,05	10,3±0,05	0,9±0,05	54,5±0,25	*)	--
Median (Me)	0,1±0,05	10,4±0,05	0,9±0,05	55,0±0,25	6,9±0,05	--
Extreme max.	0,24	11,01	1,34	57,73	9,35	7,5
Extreme min.	0,045	7,41	0,67	54,04	5,6	7,4
Schwankungsziffer	5,33	1,49	2,0	1,07	1,67	1,01
Standardabweichung	0,03	0,70	0,15	0,90	1,31	--
Variabilität	26,05	6,71	15,92	1,64	18,2	--

Die Angabe der Werte für: Md u. Me erfolgte aufgrund d. Gruppen;

Schwankungsziffer = $\frac{\text{max.}}{\text{min.}}$

*) 3-fach definiert: 6,0 ±0,05; 6,3 ±0,05 und 7,1 ±0,05.

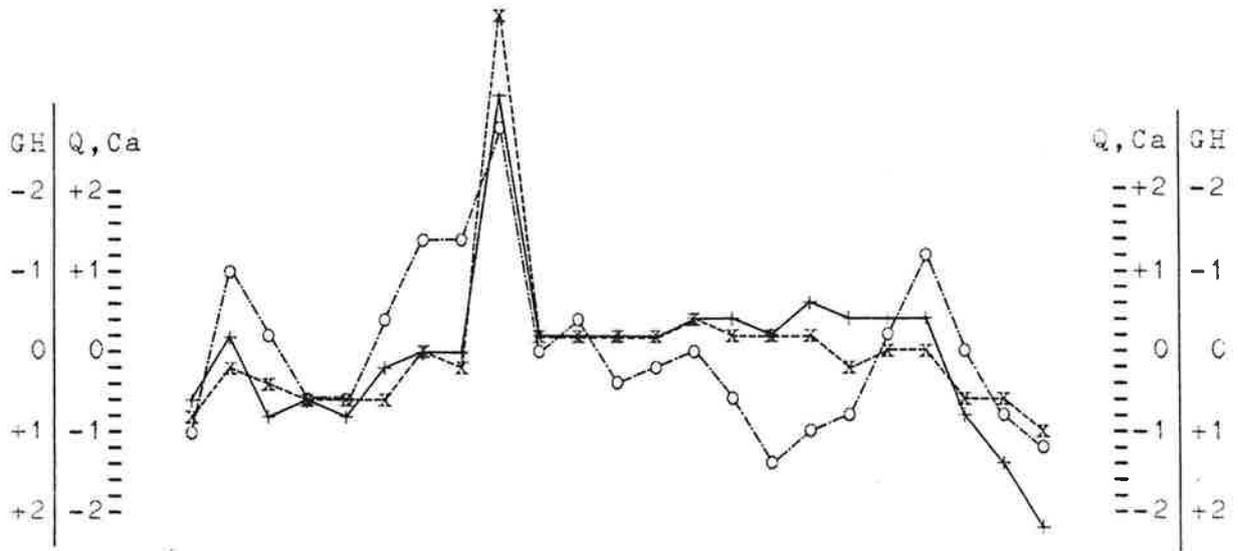
In den 3-dimensionalen Korrelationsdiagrammen (Fig. 73) kommt der Verdünnungseffekt durch Verminderung der Konzentrationen (GH und NKH) bzw. durch Ionenaustauschprozesse mit zunehmender Schüttung zum Ausdruck. Dieser Effekt, der sich durch die Absolutwerte schon herauskristallisierte, wird ferner durch das enge Beein-
einanderliegen der standardisierten Kurven im geplotteten Diagramm (Fig. 72) versinnbildlicht und durch die signifikanten Korrelationskoeffizienten quantifiziert (Tab. 22).

Man kann für eine derartige, von einem Einzugsgebiet im Hauptdolomit alimentierte Quelle auf Grund der witterungsabhängigen stärkeren Schwankungen der Mineralisierung, verbunden mit solchen der Temperatur, des höheren Rezentwasseranteils (5,9 %) bei geringen Q-Amplituden annehmen, daß das hydraulische System durch ein piston-flow-ähnliches Speichermodell mit geringen Fließgeschwindigkeiten (=Durchsickerung, auf Grund der engständigen Klüfte im Hauptdolomit) bestimmt wird. Unter diesem Aspekt ergibt sich obendrein die Möglichkeit, den Ausdruck "Sickerwässer" (J.ZÖTL 1961) zu verifizieren.

Die durch die relativ geringe Schwankungsziffer (Q) und Wasserwegigkeit dieses Gebirges resultierende schwache Reaktion der Schüttung auf Witterungseinflüsse ist ferner durch eine stark herabgesetzte Infiltration bei Starkregen bedingt. Der größte Teil dieser Niederschläge fällt der Interzeption des durchwegs bewaldeten Hauptdolomit-Berglandes zum Opfer. Nicht zuletzt bewirkt die - durch die dichte und starke Zerschneidung bedingte - Steilheit der tiefen Gräben, die typisch für die Formenwelt des Hauptdolomits sind, ein verstärktes oberirdisches Abfließen.

Fig. 72: Beziehung Q zu GH zu %Ca (gleichzeitig)

der Quelle T 16 "Kropfbründl"

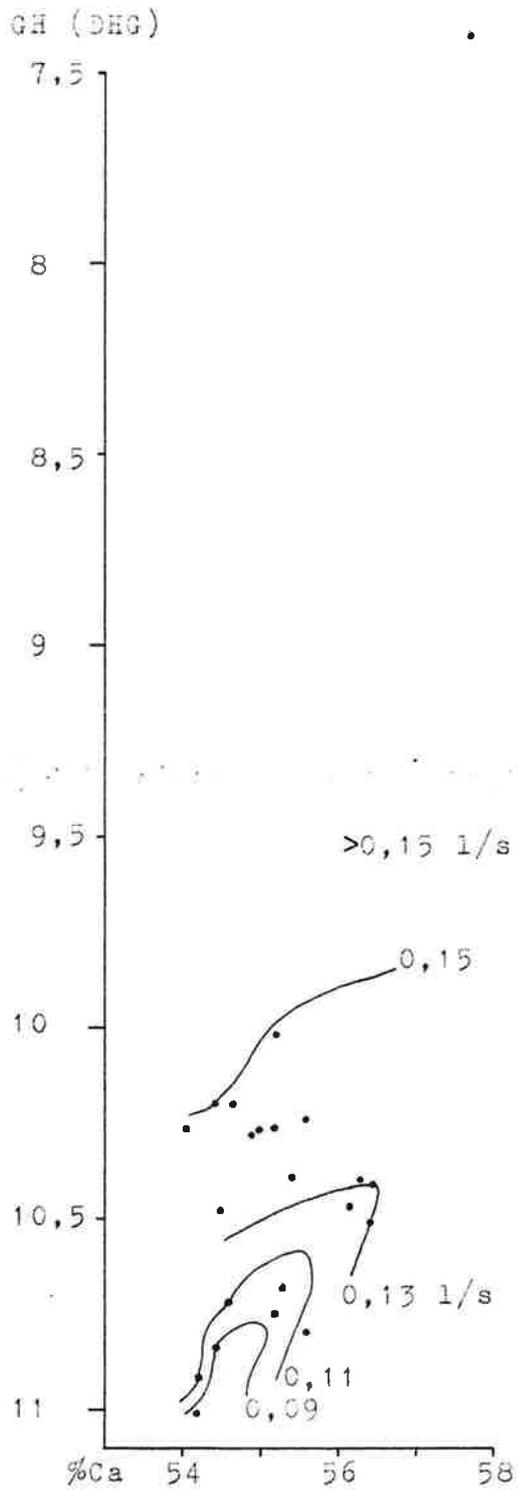


Std. Werte !

+	Schüttung (Q) von 16.9.73 - 1.9.74] r=-0,888] r= 0,608
x	Gesamthärte (GH) "-"		
o	Ca/Mg Verhältnis (%Ca) "-"		

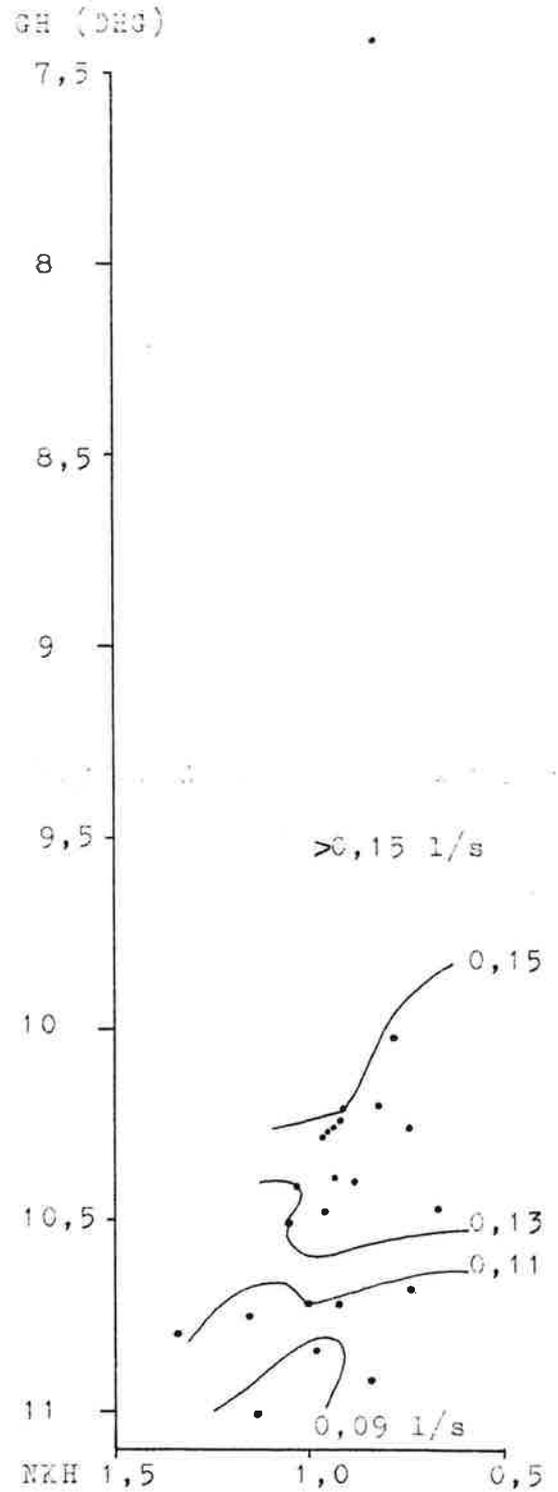
Fig. 73:

Dreidimensionale Korrelationsdiagramme
T 16 "Kropfbrünnal"



Beziehung: Q - GH - %Ca

Absolutwerte !



Beziehung: Q - GH - NKH

16.9.73 - 1.9.74

Das durch die minimale Schüttung relativ geringe Maß des Lösungs-Gesamtabtrages ist folgender Tabelle zu entnehmen:

T 16	mittl. Konz. mg/l	Lösungs-Gesamtabtrag bei einer Jahresabflußmenge v. 4.100 cbm/J	
		t/J Gestein	cbm/J
MgCl ₂	1,34	0,005	0,003
CaSO ₄	20,68	0,085	0,037
CaMg(CO ₃) ₂	150,19	0,616	0,212
CaCO ₃	5,52	0,023	0,009
Summe	177,73	0,729	0,261

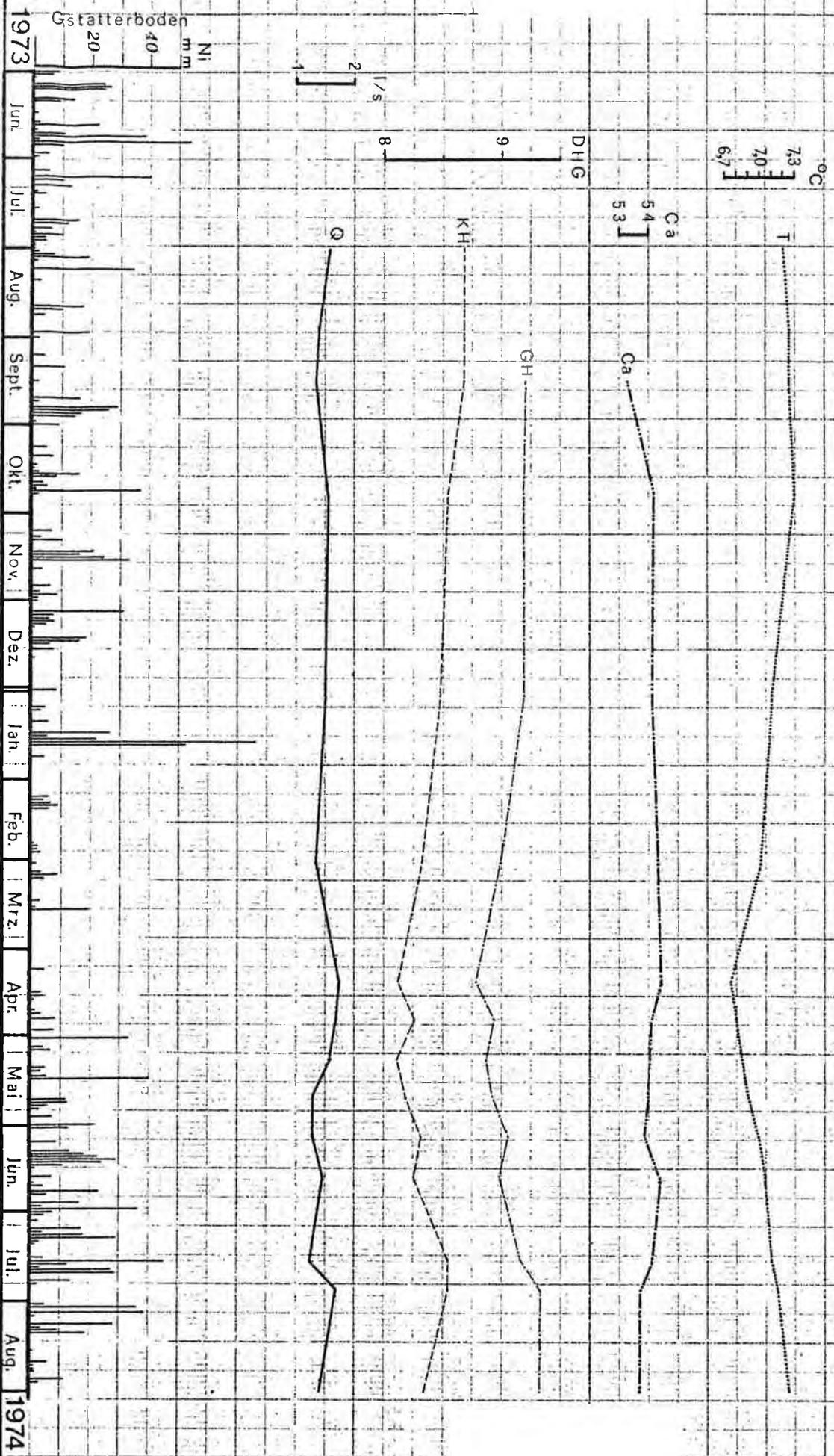
9.4.4. Die Quelle Ri 6 auf der Ritschenalm

In Form einer Quellreihe entspringen zahlreiche Überlaufquellen (Ri 6 - 15) entlang der als vertikaler Verwurf ausgebildeten Gesäusestörung.

Die Abgeschlossenheit gegenüber Witterungseinflüssen wird durch die geringe Schwankung sämtlicher Parameter zum Ausdruck gebracht (Fig. 74). Wegen der guten Durchmischung ist einerseits der direkte Rezentwasseranteil (2,7 %) kaum nachweisbar, andererseits entbehren auch die korrelativen Zusammenhänge einer höheren Wahrscheinlichkeit (Tab. 23). Am ehesten kann eine langfristige Verzögerung (Q_{2P}) angenommen werden.

FIG. 74:

Ri 6



Tab. 23:

Ri 6 "Ritschenalm"

KORRELATIONS - KOEFFIZIENTEN der Abhängigkeit vom
Chemismus

n = 13

	GH	NKH	% Ca	Temp
Q glz	-0,235 ±0,26	+0,056 ±0,28	+0,234 ±0,26	-0,351 ±0,24
Q 1P verz.	-0,199 ±0,27	+0,315 ±0,25	-0,031 ±0,28	-0,289 ±0,25
Q 2P verz.	-0,472 ±0,22	-0,231 ±0,26	-0,172 ±0,27	-0,392 ±0,23
Q 3P verz.	--	--	--	--
Q 4P verz.	--	--	--	--
GH		+0,237 ±0,26	-0,594 ±0,18	+0,896 ±0,05
NKH			-0,007 ±0,28	+0,060 ±0,28
% Ca				-0,494 ±0,21

Sicherungsgrenzwerte für:

 $P_{95\%} : r=0,553$ $P_{99\%} : r=0,684$ $P_{99,9\%} : r=0,801$

MITTELWERTE und VERTEILUNGSMASSE

	Q	GH	NKH	% Ca	Temp	pH
arithm. Mittel	1,48	9,07	0,71	54,01	7,04	--
Modus (Md)	*)	9,2±0,05	0,7±0,05	54,0±0,25	7,0±0,05	--
Median (Me)	1,5±0,05	9,1±0,05	0,7±0,05	54,0±0,25	7,0±0,05	--
Extreme max.	1,75	9,32	0,98	54,39	7,3	7,5
Extreme min.	1,25	8,79	0,52	53,28	6,75	7,45
Schwankungsziffer	1,40	1,06	1,88	1,02	1,08	1,01
Standardabweichung	0,17	0,17	0,10	0,30	0,18	--
Variabilität	11,53	1,90	14,78	0,56	2,52	--

Die Angabe der Werte für: Md u. Me erfolgte aufgrund d. Gruppen;

$$\text{Schwankungsziffer} = \frac{\text{max.}}{\text{min.}}$$

*) Doppelt definiert: 1,3 ± 0,05 und 1,4 ± 0,05.

Deutlich sind die durch höhere Temperaturen gekennzeichneten, höher mineralisierten härteren Komponenten zu verfolgen (vgl. den hochsignifikanten Korrelationskoeffizient $T : GH \quad P > 99,9 \%$). Es fällt dabei auf, daß die mittlere Wassertemperatur für die Höhenlage (Quellmund in 975 m Sh) zu hoch erscheint und deshalb ebenfalls Rückschlüsse auf größere Verweilzeiten und eine gute Durchmischung zuläßt.

Der Lösungsgesamtabtrag der Quelle Ri 6 beläuft sich vornehmlich auf den im Einzugsgebiet mächtig ausgebildeten Wettersteindolomit.

Ri 6	mittl. Konz. mg/l	Lösungs-Gesamtabtrag bei einer Jahresabflußmenge von 46.700 cbm/J	
		t/J Gestein	cbm/J
Na Cl	0,53	0,02	0,009
KCl	0,23	0,01	0,005
MgCl ₂	9,98	0,47	0,285
CaSO ₄	2,93	0,14	0,061
CaMg(CO ₃) ₂	118,02	5,51	1,9
CaCO ₃	21,35	1,00	0,37
Summe	153,04	7,15	2,63

9.5. Die Mischwässer

9.5.1. Die Quelle M 18 im "Hochschlag"

Die beobachtete Quelle M 18 gehört gemeinsam mit der NE-benachbarten Quelle M 17 zu den stärksten Austritten einer Quellenreihe (M 14 - 20). Es scheint so, als ob die Tiefenerosion des linken Mühlbachzubringers der unterirdischen Korrosion vorausgeeilt wäre.

Dem ausgeprägten Schüttungsverlauf stehen geringe Schwankungen der Temperatur und der chemischen Parameter gegenüber (Fig. 75 und 76). Die Ursache der ausgeprägten Durchmischung ist, neben der Ausbildung des unterirdischen Einzugsgebietes im Bereich des tieferen zentralen Karstwasserkörpers, im äußerst geringen Rezentwasseranteil (0,9 %) bzw. großen Speichervolumen begründet.

Man erkennt, daß die KH vom Oktober 1973 bis Februar 1974 generell unter 7 DHG (trotz NQ) bleibt, während das durch die Schneeschmelze eingeleitete HQ von April bis August 1974 eine geringfügig höhere Mineralisation (> 7 DHG) zur Folge hatte. Dieses, dem Verdünnungseffekt gerade gegenläufige Verhalten, deutet auf eine mindestens halbjährliche Retention hin.

Auch beim Betrachten der % Ca-Kurve fällt der im Winter relativ höhere Ca-Gehalt (> 63 %) auf, während bei der Schneeschmelze niedrigere äquivalente Anteile (≤ 63 %) vorherrschen.

Bei der Interpretation des Ca-Ganges gut durchmischter Quellen muß beachtet werden, daß - ähnlich dem Exponentialmodell - die charakteristischen Unterschiede der den Abfluß bildenden Komponenten sich verwischen und einem Mittelwert nahekommen. Dies wird nicht zuletzt durch den mäßigen Korrelationskoeffizienten (Q, bzw. GH : %Ca in Tab. 24) zum Ausdruck gebracht.

M 18

FIG. 75:

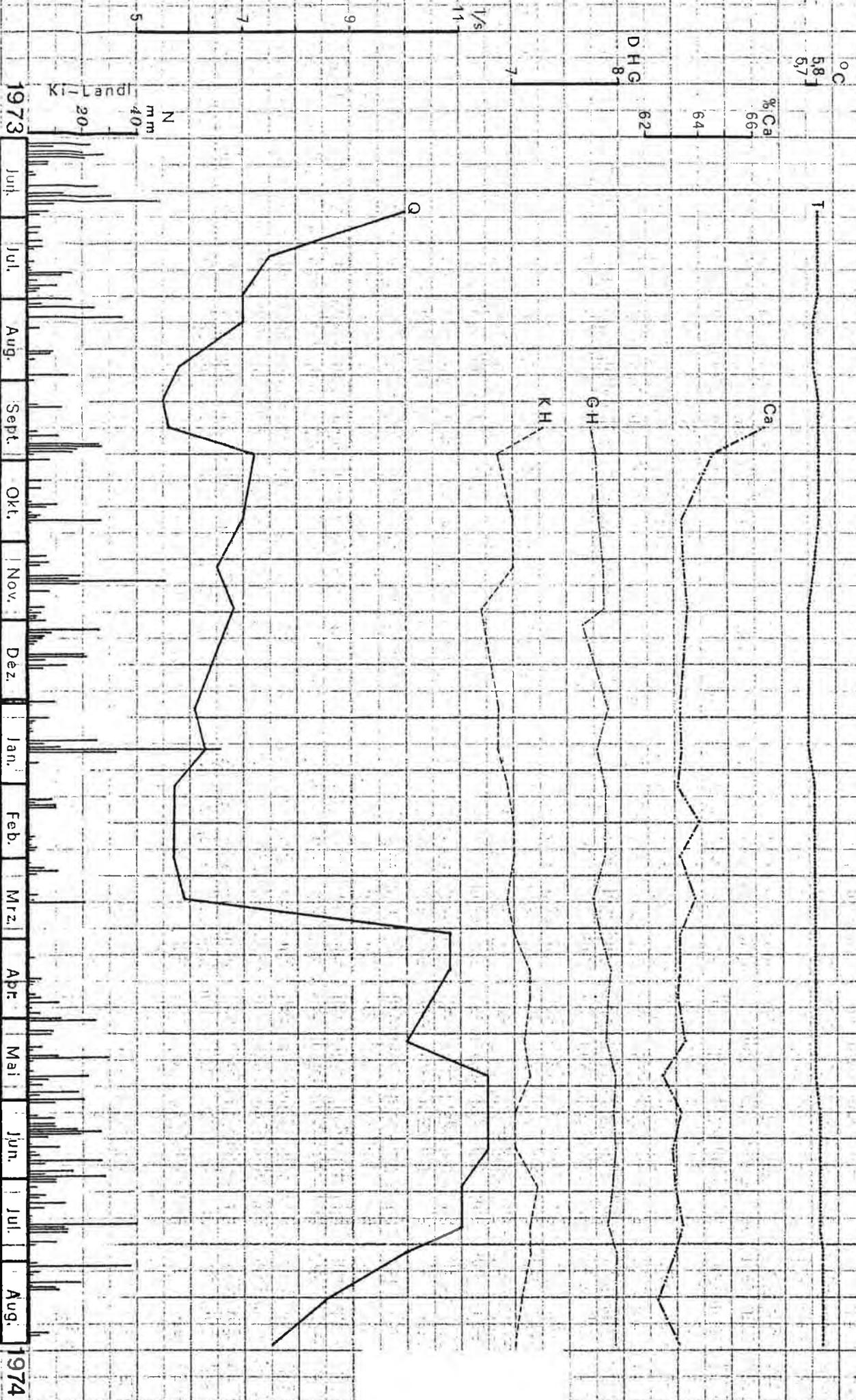
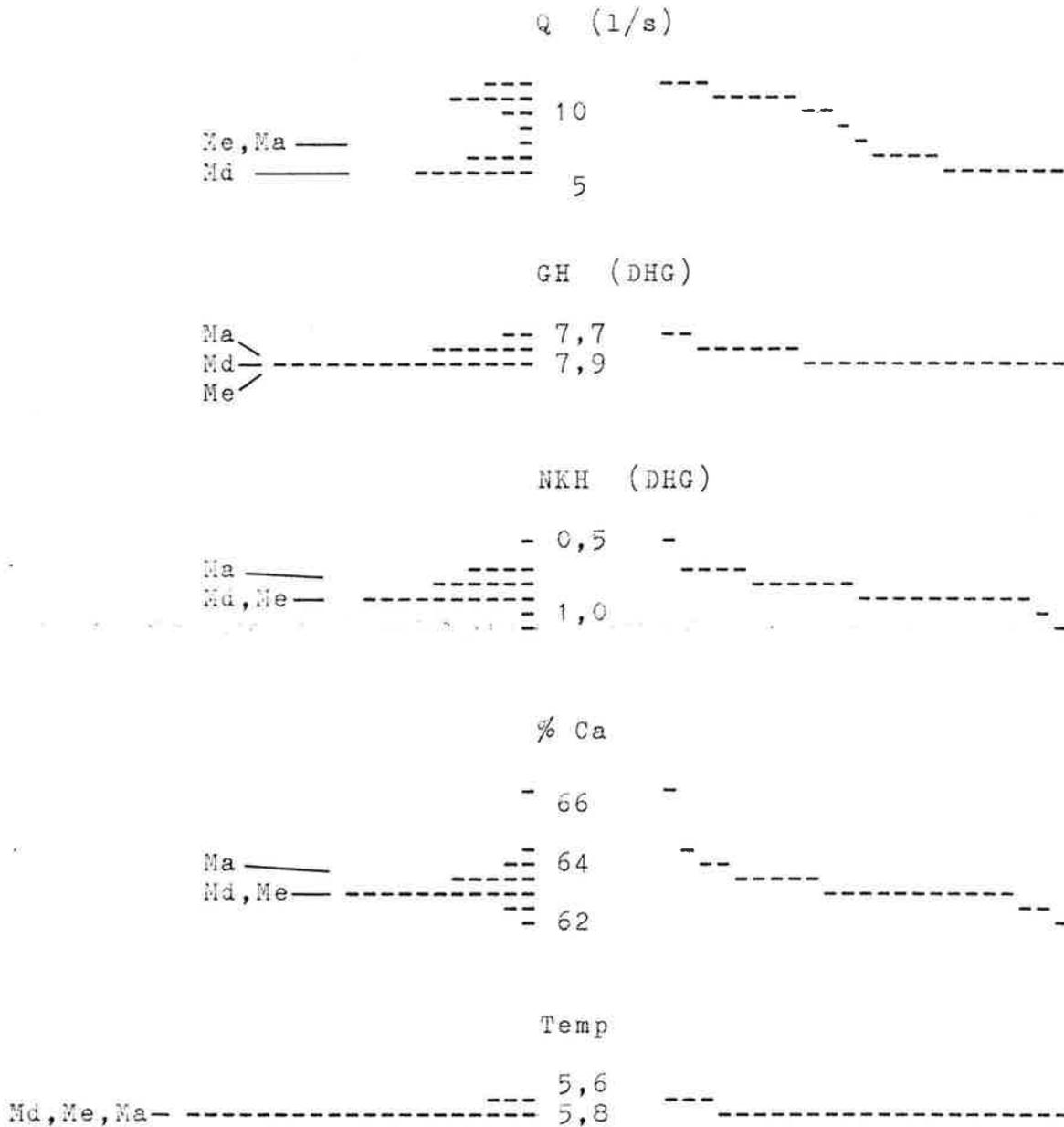


Fig. 76:

HISTOGRAMME ORDNUNGSFUNKTIONEN

der Quelle K 18 (Hochschlag) von 18.9.73 - 1.9.74



Md Modus
 Me Median
 Ma arithmetisches Mittel

Tab. 24:

M 18 Hochschlagquelle

KORRELATIONS - KOEFFIZIENTEN der Abhängigkeit vom

Chemismus

n = 23

	GH	NKH	% Ca	Temp
Q glz	+0,559 ±0,14	-0,200 ±0,2	-0,447 ±0,17	+0,235 ±0,2
Q 1P verz.	+0,732 ±0,1	-0,169 ±0,2	-0,508 ±0,15	+0,303 ±0,19
Q 2P verz.	+0,710 ±0,1	-0,099 ±0,21	-0,489 ±0,16	+0,300 ±0,19
Q 3P verz.	+0,665 ±0,12	-0,071 ±0,21	-0,384 ±0,18	+0,377 ±0,18
Q 4P verz.	+0,628 ±0,13	-0,036 ±0,21	-0,360 ±0,18	+0,491 ±0,16
GH		+0,289 ±0,19	-0,705 ±0,1	+0,148 ±0,2
NKH			-0,460 ±0,16	-0,450 ±0,17
% Ca				+0,159 ±0,2

Sicherungsgrenzwerte für:

P_{95%}: r=0,413P_{99%}: r=0,526P_{99,9%}: r=0,640

MITTELWERTE und VERTEILUNGSMASSE

	Q	GH	NKH	% Ca	Temp	pH
arithm. Mittel	8,14	7,86	0,84	63,38	5,76	--
Modus (Md)	6,0±0,5	7,9±0,05	0,9±0,05	63,0±0,25	5,8±0,05	--
Median (Me)	8,0±0,5	7,9±0,05	0,9±0,05	63,0±0,25	5,8±0,05	--
Extreme max.	11,5	7,93	1,13	66,43	5,8	7,5
Extreme min.	5,6	7,73	0,45	62,23	5,7	7,5
Schwankungsziffer	2,05	1,03	2,51	1,07	1,02	1,0
Standardabweichung	2,33	0,06	0,13	0,80	0,03	--
Variabilität	27,75	0,76	15,75	1,26	0,56	--

Die Angabe der Werte für: Md u. Me erfolgte aufgrund d. Gruppen;

$$\text{Schwankungsziffer} = \frac{\text{max.}}{\text{min.}}$$

Für die paradoxerweise positiven Korrelationskoeffizienten ($Q_{glz, 1P - 4P}$: GH und Temp) ist einzig und allein die gute Durchmischung verantwortlich. Nur die NKH kann durch die negativen Vorzeichen eine sinngemäße Reaktion auf den Schüttungsgang vermelden, jedoch kommt den nur äußerst niedrigen Koeffizienten (maximal $-0,2 \pm 0,2$) keinerlei Beweiskraft zu.

Ein gutes Mischungsvermögen und die Abschirmung von Außeneinflüssen verurteilt natürlich, angesichts der Konstanz der chemischen Parameter, den Versuch, die zeitliche Verzögerung allein mit Hilfe des Verdünnungseffektes zu bestimmen. Das Signifikanzniveau wird nicht erreicht.

Der Lösungs-Gesamtabtrag der Quelle M 18 beinhaltet Komponenten, die auf ein Einzugsgebiet sowohl im Kalk wie im Dolomit und in tieftriadischen Schichtgliedern schließen lassen:

M 18	mittl. Konz. mg/l	Lösungs-Gesamtabtrag von einer Jahresabflußmenge von 257.000 cbm/J	
		t/J Gestein	cbm/J
NaCl	0,51	0,13	0,06
KCl	0,38	0,10	0,05
MgCl ₂	4,79	1,23	0,75
CaSO ₄	13,58	3,49	1,52
CaMg(CO ₃) ₂	85,63	22,01	7,59
CaCO ₃	32,66	8,39	3,11
Summe	137,55	35,35	13,08

9.5.2. Die Quelle Gst 2 "Klausgraben-Quelle" des Kroisenalm-Quellbezirkes

Am orographisch rechten Hang des Klausgrabeneinschnittes entspringt in 810 m Sh (240 m über der Ennsvorflut) aus einer Moränenverhüllung die Schuttquelle Gst 2. Sie scheint unterhalb der Versteilung des Tal-Längsprofils - durch rezent wirksame rückschreitende Erosion - hoch über der heutigen Bachsohle auf einem ehemaligen Denudationsniveau (Kroisen Alm) zurückgeblieben zu sein.

Die stark variierende Q-Ganglinie suggeriert, begründet durch den Einteilungsmaßstab, eine größere Schwankung als auf Grund der Schwankungsziffer (3,59) und Variabilität (33,14 %) tatsächlich der Fall ist (Fig. 77 und Tab. 25). Die standardisierte Ganglinie (Fig. 78) und die geringe Streuung der Häufigkeitsverteilung (Fig. 79) gestatten erst einen Vergleich zu den anderen Quellen. Betrachtet man den Gang der Mineralisation, so zeigt es sich, daß die Ganglinien im großen und ganzen die Q-Kurve nachbilden, was bedeutet, daß mit der Q-Erhöhung (abgesehen von einer noch näher zu besprechenden Erscheinung am 20.1.1974) auch ein Anstieg der Härte zu beobachten ist. Die Quelle folgt demnach einem hydrostatisch gesteuerten Abflußprinzip.

Das HQ vom 20.1.1974, das sich vor allem im Chemismus auswirkte, muß einer näheren Erläuterung unterzogen werden. Bei diesem Ereignis fielen innerhalb weniger Stunden 129 mm Niederschlag in Form von Schneereggen. Dies bewirkte, daß die Schneedecke stark durchnäßt wurde und, daß große Mengen oberirdisch den Quellmund überflossen haben. Da die Probe kurz danach gezogen wurde, sind neben dem eigentlichen Quellwasser auch oberirdisch abfließende Schneeschmelz- und Niederschlagswässer miterfaßt worden. Daß dabei aber das

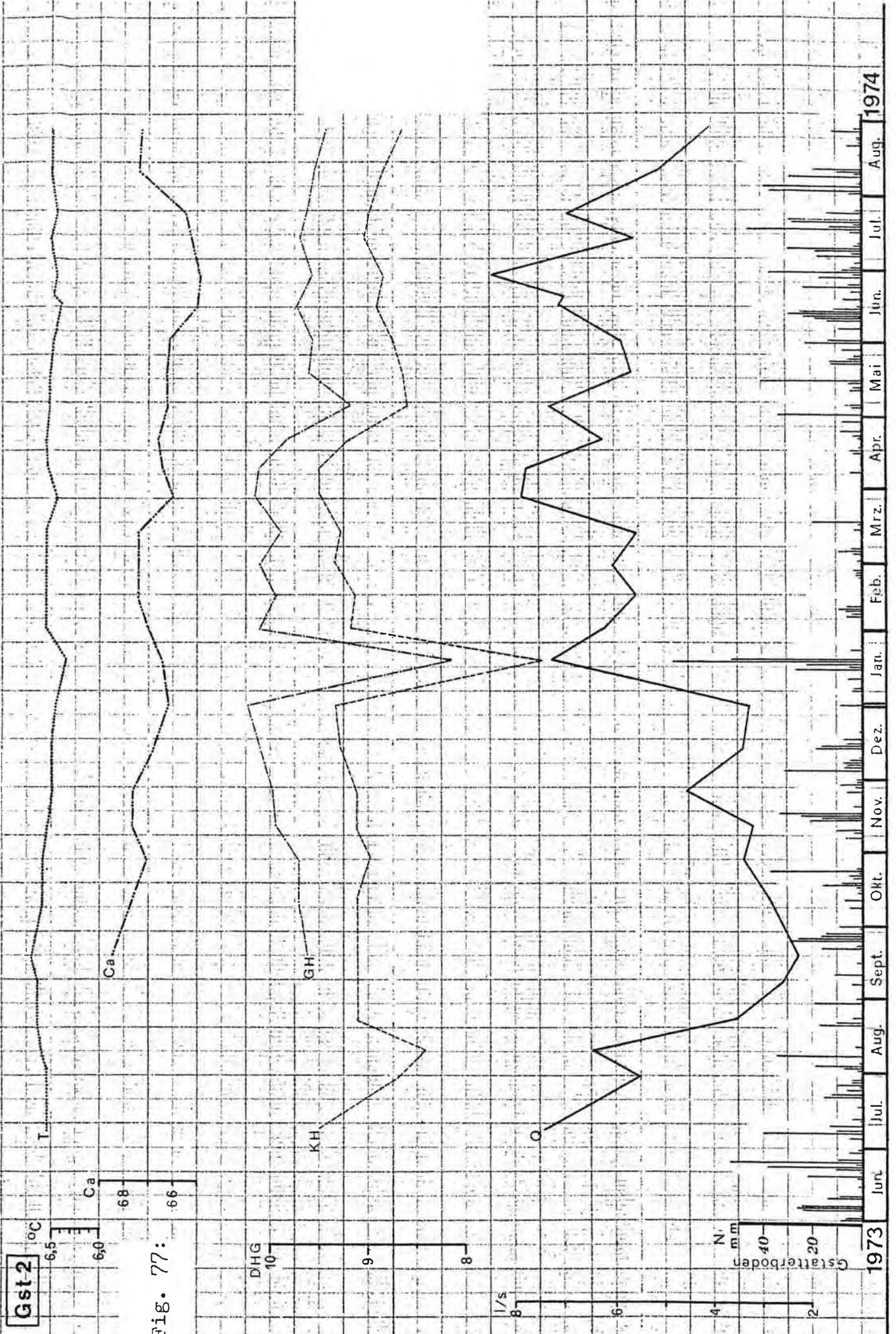


Fig. 77:

Tab. 25:

Gst 2

"Klausgraben"

KORRELATIONS - KOEFFIZIENTEN der Abhängigkeit vom
Chemismus

n = 24

	GH	NKH	% Ca	Temp
Q glz	-0,229 ±0,19	-0,005 ±0,2	-0,676 ±0,11	-0,557 ±0,14
Q 1P verz.	0,127 ±0,2	-0,057 ±0,2	-0,511 ±0,15	-0,177 ±0,2
Q 2P verz.	-0,050 ±0,2	-0,211 ±0,19	-0,467 ±0,16	-0,246 ±0,19
Q 3P verz.	-0,249 ±0,19	-0,354 ±0,17	-0,310 ±0,18	-0,129 ±0,2
Q 4P verz.	-0,160 ±0,2	-0,321 ±0,18	-0,288 ±0,19	-0,009 ±0,2
GH		-0,018 ±0,2	0,123 ±0,2	0,366 ±0,17
NKH			-0,111 ±0,20	-0,472 ±0,16
% Ca.				0,678 ±0,11

Sicherungsgrenzwerte für:

$P_{95\%}$: r=0,404 $P_{99\%}$: r=0,515 $P_{99,9\%}$: r=0,629

MITTELWERTE und VERTEILUNGSMASSE

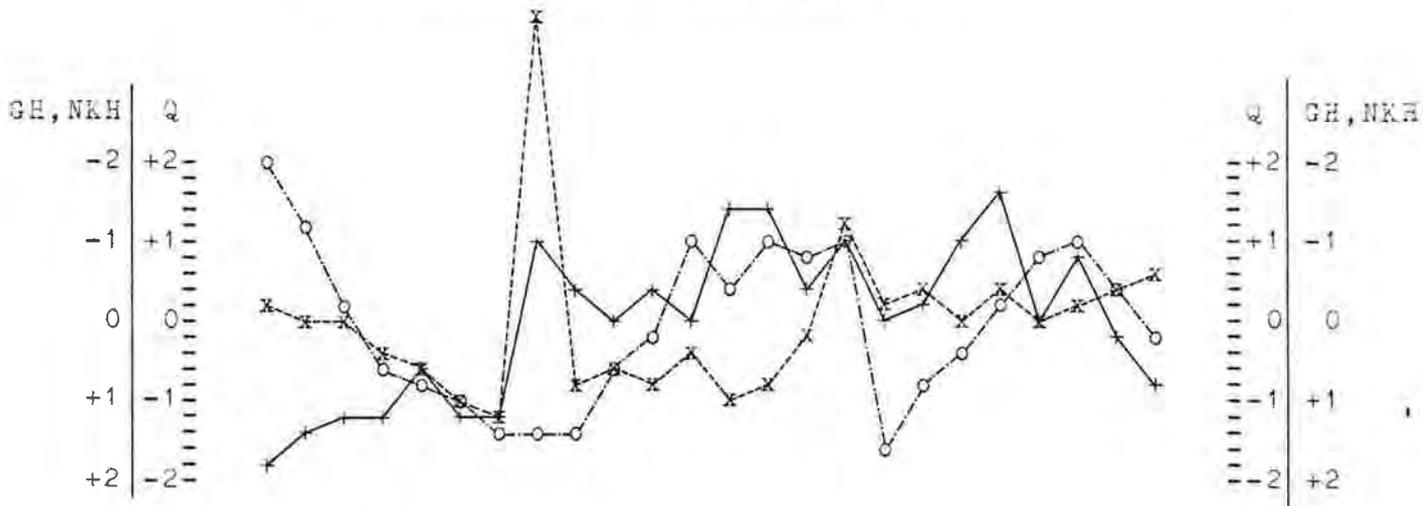
	Q	GH	NKH	% Ca	Temp	pH
arithm. Mittel	5,2	9,71	0,76	66,62	6,51	--
Modus (Md)	6,0±0,5	10,1±0,05	*)	67,5±0,25	6,5±0,05	--
Median (Me)	6,0±0,5	9,7±0,05	0,8±0,05	66,75	6,5±0,05	--
max.	7,90	10,24	0,96	68,49	6,7	7,5
min.	2,20	8,06	0,50	64,83	6,35	7,4
Schwankungsziffer	3,59	1,27	1,92	1,06	1,06	1,01
Standardabweichung	1,80	0,44	0,12	0,96	0,07	--
Variabilität	33,14	4,55	16,47	1,44	1,08	--

Die Angabe der Werte für: Md u. Me erfolgte aufgrund d. Gruppen;

$$\text{Schwankungsziffer} = \frac{\text{max.}}{\text{min.}}$$

*) Doppelt definiert: 0,7 ± 0,05 und 0,9 ± 0,05.

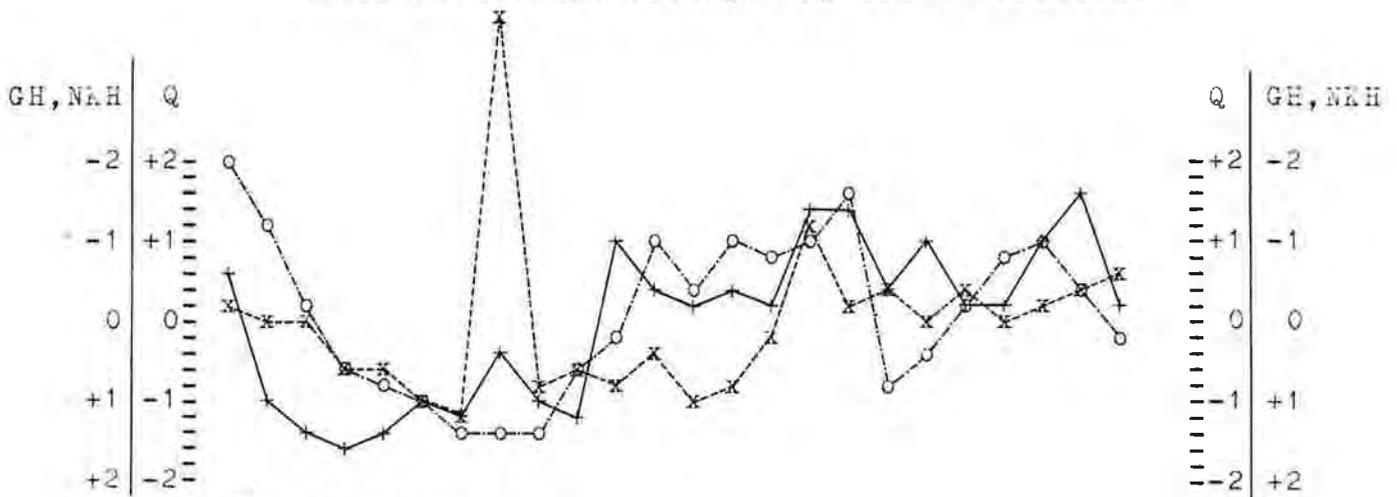
Fig. 78: Beziehung Q zu GH zu NKH (gleichzeitig)
 der Quelle Gst 2 (Klausgraben)



Std. Werte! n=24

+	Schüttung (Q)	von: 17.9.73 - 31.8.74] r=-0,229] r=-0,018] r=-0,005
x	Gesamthärte (GH)	-"-			
o	Nichtkarbonathärte (NKH)	-"-			

Beziehung: Q zu GH zu NKH (unter Berücksichtigung
 einer zeitlichen Verzögerung von 3 Perioden)



Std. Werte! n=24

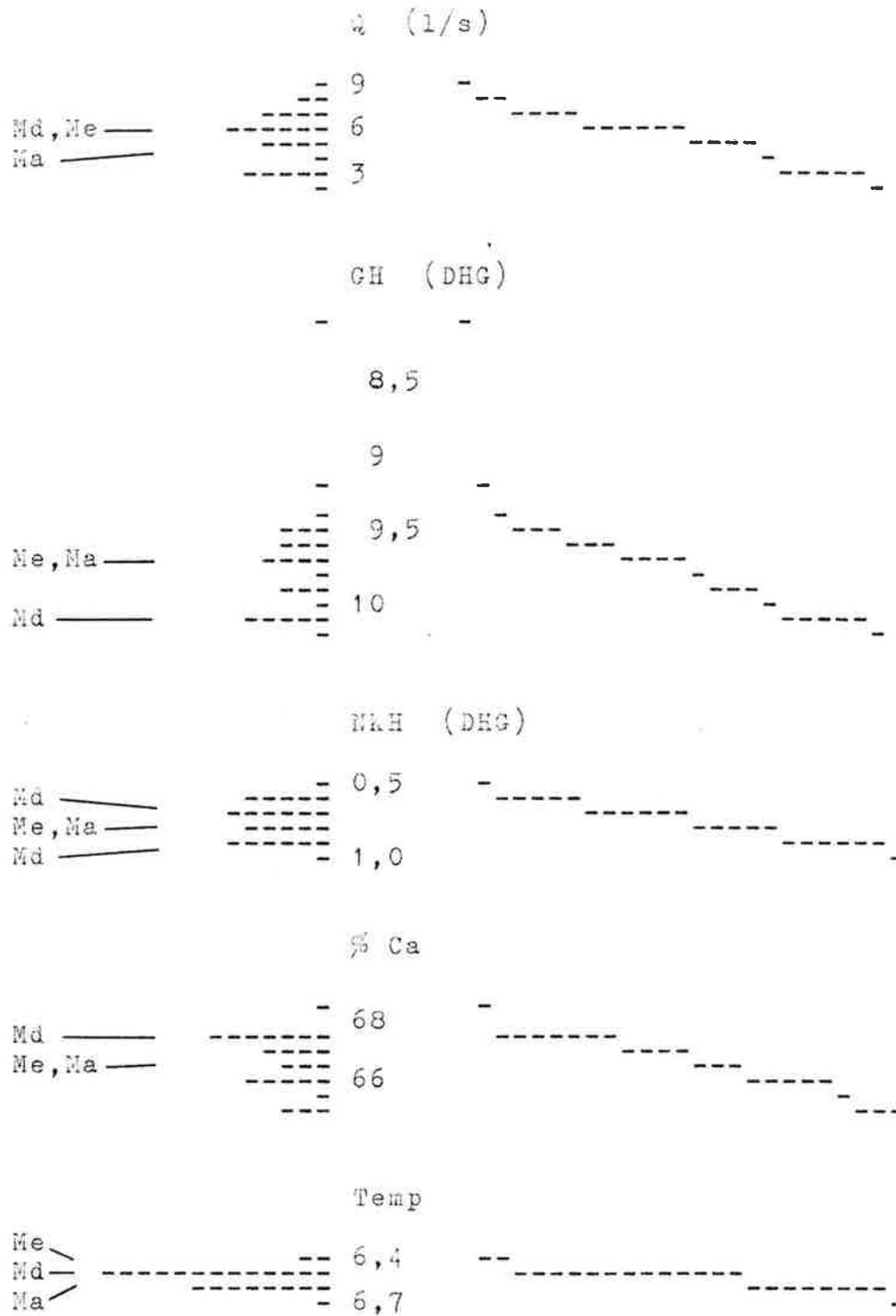
+	Schüttung	von: 8.8.73 - 17.7.74] r=-0,249] r=-0,354
x	Gesamthärte	17.9.73 - 31.8.74		
o	Nichtkarbonathärte	-"-		

GH und NKH wurden um 3 Abschnitte nach links verschoben!

Fig. 79:

HISTOGRAMME ORDUNGSFUNKTIONEN

zur Quelle Gst 2 im Klausgraben von 17.9.73 - 31.8.74



Md = Modus, Me = Median, Ma = arithmetisches Mittel.

Speichervolumen nur äußerst wenig betroffen wurde (minimale Infiltration), zeigen die bei der nächsten Messung fast gleich hohen Härtegrade.

Im folgenden trat, wie gesagt, keine Verdünnung ein, im Gegenteil, die Ende Februar und im März bis April 1974 einsetzenden Schneeschmelzhochwässer bedingen sogar gleichlaufende Aufhärtungen. Wir sehen hier abermals, daß das Volumen unter hydrostatischem Druck steht, wobei durch die weiter ansteigende Tendenz der GH- und KH-Kurve bis Mitte April 1974 auf eine respektable Größe des Speicherraumes und der Verweildauer geschlossen werden kann. Erst eine weitere Abflußsteigerung Anfang Mai 1974 zeigt eine Verdünnung des bis dahin herausgepreßten älteren und hochmineralisierten Wassers an.

Diese somit ermittelte Durchlaufzeit wird durch mehrere Variationen (höchster Koeffizient bei Q_{3P}) mit dem Computer bestätigt (Tab. 25). Die niedrigen Korrelationskoeffizienten verwundern nicht weiter, da in dieser langen Zeit auch eine Durchmischung erfolgte.

Recht geringen Schwankungen unterliegt die % Ca-Kurve. Dies kann als ein Hinweis für gute Durchmischung (Rezentwasseranteil 5,2 %), verbunden mit längerer MVZ gelten.

Der Verlauf der Temperatur-Kurve bestätigt die zeitliche Verzögerung. Der tiefste Wert, der durch die besprochene starke oberirdische Niederschlagsbeeinflussung vom 20.1.1974 herrührt, muß ignoriert werden. Die Minimalwerte des eigentlichen Quellwassers fallen mit der starken Verringerung der Härte zusammen (Fig. 77).

Auch bei der Darstellung im Histogramm erkennt man, daß der am 20.1.1974 gemessene Wert tatsächlich ein statistischer "Ausreißer" ist, da die Streuung der übrigen Daten an sich recht gering ist (Fig. 79).

Bei der Interpretation der standardisierten Ganglinien (Fig. 78) muß vorweg darauf hingewiesen werden, daß die starke Verdünnung verbunden mit der Q-Erhöhung vom 20.1.1974 den Korrelationskoeffizienten im Sinne einer gleichzeitig (!) erfolgten Verdünnung stark beeinflußt. Da, wie wir aber gesehen haben, dies nur ein spezieller Fall eines mitgemessenen, oberirdisch abgeflossenen Niederschlagswassers ist, darf dieser Ausreißer nicht überbewertet werden. Bei den vier weiteren Variationen sticht jene durch höhere Koeffizienten der GH und NKH heraus, die bei einer Verzögerung von drei Perioden gebildet wurde (Tab. 25). Die standardisierten Ganglinien zeigen bei der zweiten, auf den Verdünnungseffekt bezogenen Darstellung (Q_{3P}), ein geringfügig besseres Gleichlaufen (Fig. 78). Nicht zuletzt durch den schwächeren Korrelationskoeffizienten (im Vergleich etwa zu den Karstquellen) wird das größere Rückhaltevermögen dieser Quelle zum Ausdruck gebracht. Dieser Schluß kennzeichnet ebenfalls den Mechanismus einer mit einer mächtigen und im Hangenden abgedichteten Moränenverhüllung als Retentionskörper verdeckten Folgequelle aus einem tiefen Karst.

Das Maß des Lösungsabtrages dürfte sich im vorliegenden Fall - wegen der mächtigen waldbedeckten Moränenverhüllung - zum Großteil auf eine Oberflächenerniedrigung auswirken (F. BAUER 1964, 101).

Gst 2	mittl. Konz. mg/l	Lösungs-Gesamtbeitrag bei einer Jahresabflußmenge von 164.000 cbm/J	
		t/J Gestein	cbm/J
MgCl ₂	2,19	0,36	0,22
CaSO ₄	15,32	2,51	1,09
CaMg(CO ₃) ₂	102,55	16,82	5,80
CaCO ₃	48,70	7,99	2,96
Summe	168,76	27,68	10,07

9.5.3. Die Quelle Gst 3 unterhalb der Kroisen Alm

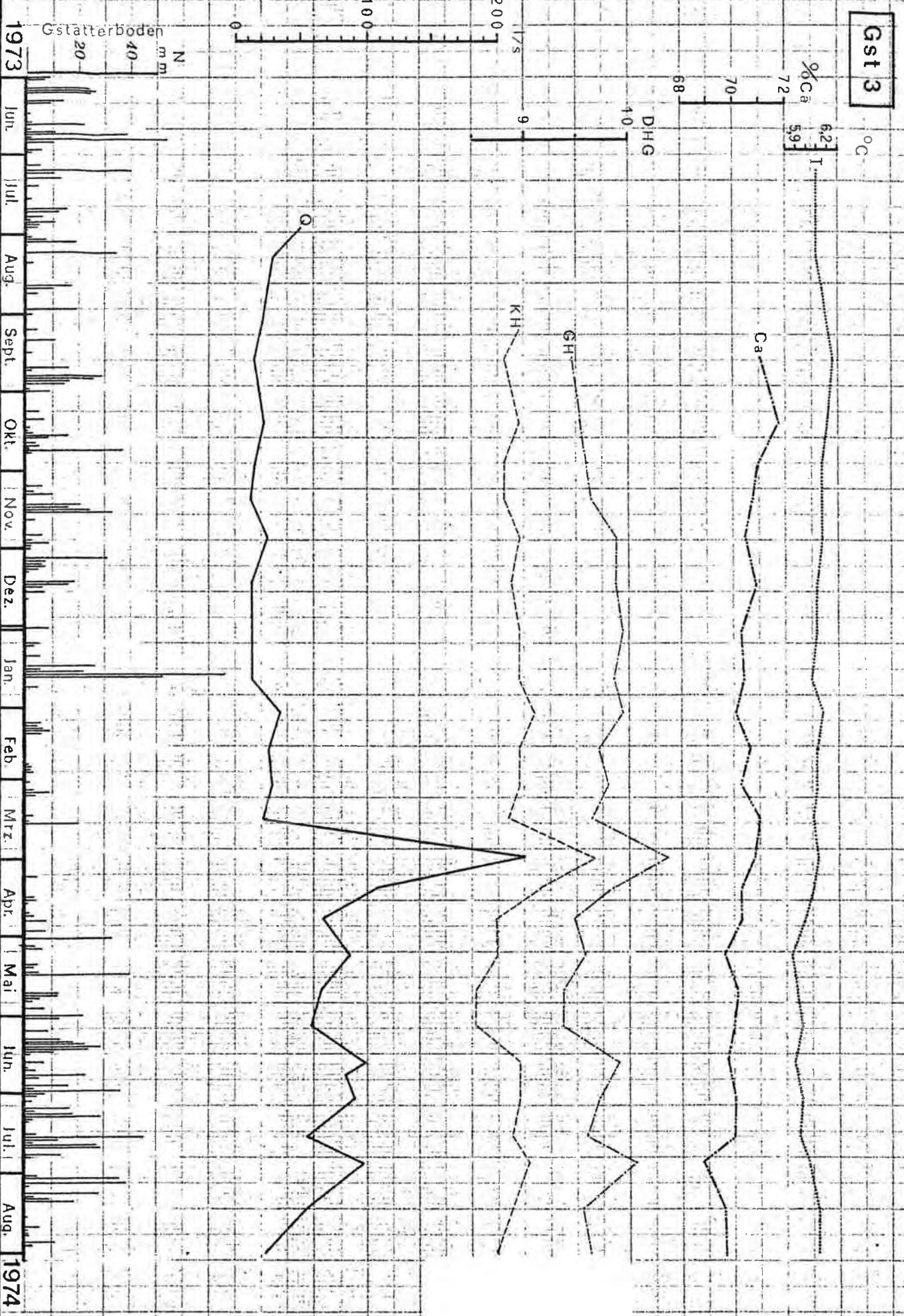
Wegen der beachtlichen Schüttung des Quellbezirks Gst 2, 2a, 3, 3a und 3b (mittlere Gesamtergiebigkeit ca. 100 l/s) liegt der Schluß nahe, daß sich das Einzugsgebiet nicht ausschließlich auf den Bereich des Seitenmoränenkörpers beschränkt. In gewissem Sinn kann der in 900 m Sh versickernde Abfluß der Quellen Gst 4 - 6 (im Mittel 10 l/s) zur Grundwasseranreicherung beitragen. Der Verlauf der Ganglinien (konstant tiefe Temperatur und höhere Mineralisierung der Quelle Gst 3 als das versickernde Gerinne) widerspricht zwar dieser Annahme. In größerem Maße dürften jedoch verhüllte Karstschläuche, die auf das ehemalige Niveau in 260 m relativer Höhe (vgl. Kap. 8.1.) eingestellt sind, für die Alimentation dieses Quellbezirkes sorgen.

Durch das Parallellaufen der Q- und Härte-Ganglinien kann - ähnlich wie bei den Mischwässern Gst 2, 5, M 28 und G 2 - auf hydrostatisch herausgepreßtes Wasser geschlossen werden (Fig. 80). Dies wird sogar durch eine positiv korrelierte Beziehung ($Q_{glz} : GH$) mit $>95\%$ Wahrscheinlichkeit bestätigt (Tab. 26).

Im übrigen können die bei weiteren Variationen gewonnenen niedrigen Korrelationskoeffizienten sowie die keineswegs signifikanten $Q : NKH$ Relationen die Vermutung einer längeren Verweildauer und Durchmischung erhärten. Am ehesten könnte eine Verzögerung um vier Perioden (ca. 2 Monate) erwartet werden.

Der konstante Temperaturverlauf, der mittelmäßige Rezentwasseranteil (6,2 %) und die Tatsache, daß Ionenaustauschprozesse im Sinne einer relativen Mg-Anreicherung nicht festgestellt werden können, beweist neben den hydrogeologischen Feststellungen die Zuordnung zu der Gruppe der Mischwässer.

Fig. 80:



Tab. 26:

Gst 3

"Kroisen Alm"

KORRELATIONS - KOEFFIZIENTEN der Abhängigkeit vom
Chemismus

n = 24

	GH	NKH	% Ca	Temp
Q glz	+0,461 ±0,16	-0,183 ±0,2	-0,290 ±0,19	-0,408 ±0,17
Q 1P verz.	-0,213 ±0,19	-0,305 ±0,19	-0,371 ±0,18	-0,449 ±0,16
Q 2P verz.	-0,360 ±0,18	-0,012 ±0,2	-0,481 ±0,16	-0,596 ±0,13
Q 3P verz.	-0,253 ±0,19	+0,104 ±0,2	-0,601 ±0,13	-0,705 ±0,1
Q 4P verz.	-0,429 ±0,17	-0,032 ±0,2	-0,377 ±0,17	-0,464 ±0,16
GH		+0,364 ±0,18	-0,099 ±0,2	+0,153 ±0,2
NKH			-0,450 ±0,16	-0,249 ±0,19
% Ca				+0,602 ±0,13

Sicherungsgrenzwerte für:

 $P_{95\%} : r=0,404 \quad P_{99\%} : r=0,515 \quad P_{99,9\%} : r=0,629$

MITTELWERTE und VERTEILUNGSMASSE

	Q	GH	NKH	% Ca	Temp	pH
arithm. Mittel	48,7	9,73	0,81	70,32	6,06	--
Modus (Md)	20±10	99±0,05	08±0,05	70,5±0,25	6,1±0,05	--
Median (Me)	40±10	9,65	08±0,05	70,5±0,25	6,1±0,05	--
Extreme max.	220	10,36	1,02	71,73	6,25	7,5
min.	12	9,37	0,58	68,82	5,85	7,4
Schwankungsziffer	18,33	1,11	1,76	1,04	1,07	1,01
Standardabweichung	47,81	0,23	0,11	0,62	0,11	--
Variabilität	91,35	2,38	14,02	0,88	1,74	--

Die Angabe der Werte für: Md u. Me erfolgte aufgrund d. Gruppen;

$$\text{Schwankungsziffer} = \frac{\text{max.}}{\text{min.}}$$

Obwohl Ähnlichkeiten in der chemischen Zusammensetzung der Wässer (Gst 2 und 3) bestehen, ist das Maß des Lösungsabtrages wegen des größeren Einzugsgebietes ungleich bedeutender:

Gst 3	mittl. Konz. mg/l	Lösungs-Gesamtabtrag bei einer Jahresabflußmenge von: 1,5 Mio cbm/J	
		t/J	Gestein cbm/J
NaCl	2,90	4,35	2,02
CaSO ₄	20,25	30,38	13,21
CaMg(CO ₃) ₂	95,04	142,56	49,16
CaCO ₃	55,84	83,76	31,02
Summe	174,03	261,05	95,41

9.5.4. Die Quelle Gst 5 "Kaltenbründl"

Etwa an der beginnenden Hangversteilung im rückwärtigen Abschnitt der weiten Verflachung der Niederscheiben Alm entspringt die Quellgruppe Gst 4 und 5.

Einem nur äußerst schwach gesicherten Korrelationskoeffizienten von $r = -0,16$ der Beziehung $Q_{glz} : GH$ steht bei einer Verzögerung von einer Periode ein überraschend hoher Grad der Übereinstimmung von $r = -0,596$ gegenüber (Tab. 27). Bei den im Herbst und Winter 1973/74 gemessenen Daten ändert sich bei der Verschiebung der Reihe auf Grund der konstanten Schüttung nur wenig. Jedoch lassen die Abfluß- und Chemismusschwankungen nach dem Einsetzen der Schneeschmelze - bei der Verzögerung um

Tab. 27:

Gst 5 Kaltenbründl

KORRELATIONS - Koeffizienten der Abhängigkeit vom
Chemismus

n = 22

	GH	NKH	% Ca	Temp
Q glz	-0,160 ±0,21	-0,078 ±0,21	-0,207 ±0,2	-0,665 ±0,12
Q 1P verz.	-0,596 ±0,14	-0,190 ±0,2	-0,085 ±0,21	-0,515 ±0,16
Q 2P verz.	-0,335 ±0,19	+0,132 ±0,21	-0,305 ±0,19	-0,415 ±0,18
Q 3P verz.	-0,185 ±0,21	+0,127 ±0,21	-0,209 ±0,2	-0,323 ±0,19
Q 4P verz.	---	---	---	---
GH		+0,364 ±0,18	-0,317 ±0,19	+0,444 ±0,17
NKH			-0,475 ±0,16	-0,050 ±0,21
% Ca				+0,221 ±0,2

Sicherungsgrenzwerte für:

P_{95%}: r=0,423P_{99%}: r=0,537P_{99,9%}: r=0,652

MITTELWERTE und VERTEILUNGSMASSE

	Q	GH	NKH	% Ca	Temp	pH
arithm. Mittel	6,4	9,96	0,81	67,57	5,57	--
Modus (Md)	4,0±0,5	10,1±0,05	0,8±0,05	67,5±0,25	5,1±0,05	--
Median (Me)	6,5	10,0±0,05	0,8±0,05	67,5±0,25	5,4±0,05	--
Extreme max.	14,0	10,64	1,03	68,59	6,5	7,45
Extreme min.	2,4	9,48	0,56	66,92	5,0	7,35
Schwankungsziffer	5,83	1,12	1,84	1,02	1,30	1,01
Standardabweichung	3,90	0,27	0,10	0,44	0,52	--
Variabilität	55,77	2,76	12,81	0,65	9,38	--

Die Angabe der Werte für: Md u. Me erfolgte aufgrund d. Gruppen;

$$\text{Schwankungsziffer} = \frac{\text{max.}}{\text{min.}}$$

eine Periode - hinsichtlich der standardisierten Kurven einen wesentlich besseren Gleichklang erkennen (Fig. 81 und 82). Dem herausgepreßten, höher mineralisierten und eventuell älteren Wasser folgt also nach 14 Tagen bereits eine Verdünnung. Hinsichtlich der NKH ergeben sich die gleichen Merkmale. Auch hier ist der gefundene Korrelationskoeffizient bei Q_{1P} am höchsten. Da aber das Toleranzmaß größer ist als der errechnete Wert, kommt dieser Beziehung keine allzu große Bedeutung bei.

Bei der Betrachtung der $Q : Ca$ - Variationen widerspricht das jeweils negative Vorzeichen einem Ionenaustausch.

Der im Vergleich zu anderen verdeckten Karstwasserausstritten etwas stärker schwankende Temperaturgang läßt Rückschlüsse auf seichter liegende Wasserwege im Bereich des Quellmundes zu (Fig. 82). Die durch Phasenverschiebung gewonnenen Daten fallen, ausgenommen bei der Beziehung $Q_{1P} : T$, unter die Wahrscheinlichkeitsgrenze von 95 %. Im großen und ganzen überdeckt jedoch der Jahresgang die 14-tägig registrierten Schwankungen.

Die Beziehungen der hydrochemischen Ganglinien sind - im Sinne einer mit dem GH-Anstieg verbundenen NKH-Erhöhung und einer mit den GH- und NKH-Anstiegen einhergehenden Mg-Anreicherung - zwar untereinander logisch verknüpft, doch nur mäßig gesichert. Dies ist auf die bereits ermittelte Verzögerung mit geringfügiger Vermischung zurückzuführen. Die damit verbundene Angleichung der Extremwerte ist nicht zuletzt auch die Ursache für die geringen Schwankungen der chemischen Parameter (Fig. 83).

Fig. 81: Beziehung: Q zu GH (gleichzeitig)
 der Quelle Gst 5 ("Kaltenbründl")



Std. Werte! $n=22$

+ Schüttung (Q) von: 17.9.73 - 31.8.74] $r=-0,16$
 x Gesamthärte (GH) " "]

Beziehung: Q zu GH (unter Berücksichtigung
 einer zeitlichen Verzögerung von einer Periode)



Std. Werte! $n=22$

+ Schüttung (Q) von: 6.9.73 - 14.8.74] $r=-0,596$
 x Gesamthärte (GH) 17.9.73 - 31.8.74]

Die Gesamthärte wurde um einen Abschnitt
 nach links verschoben !

Gst 5

FIG. 82:

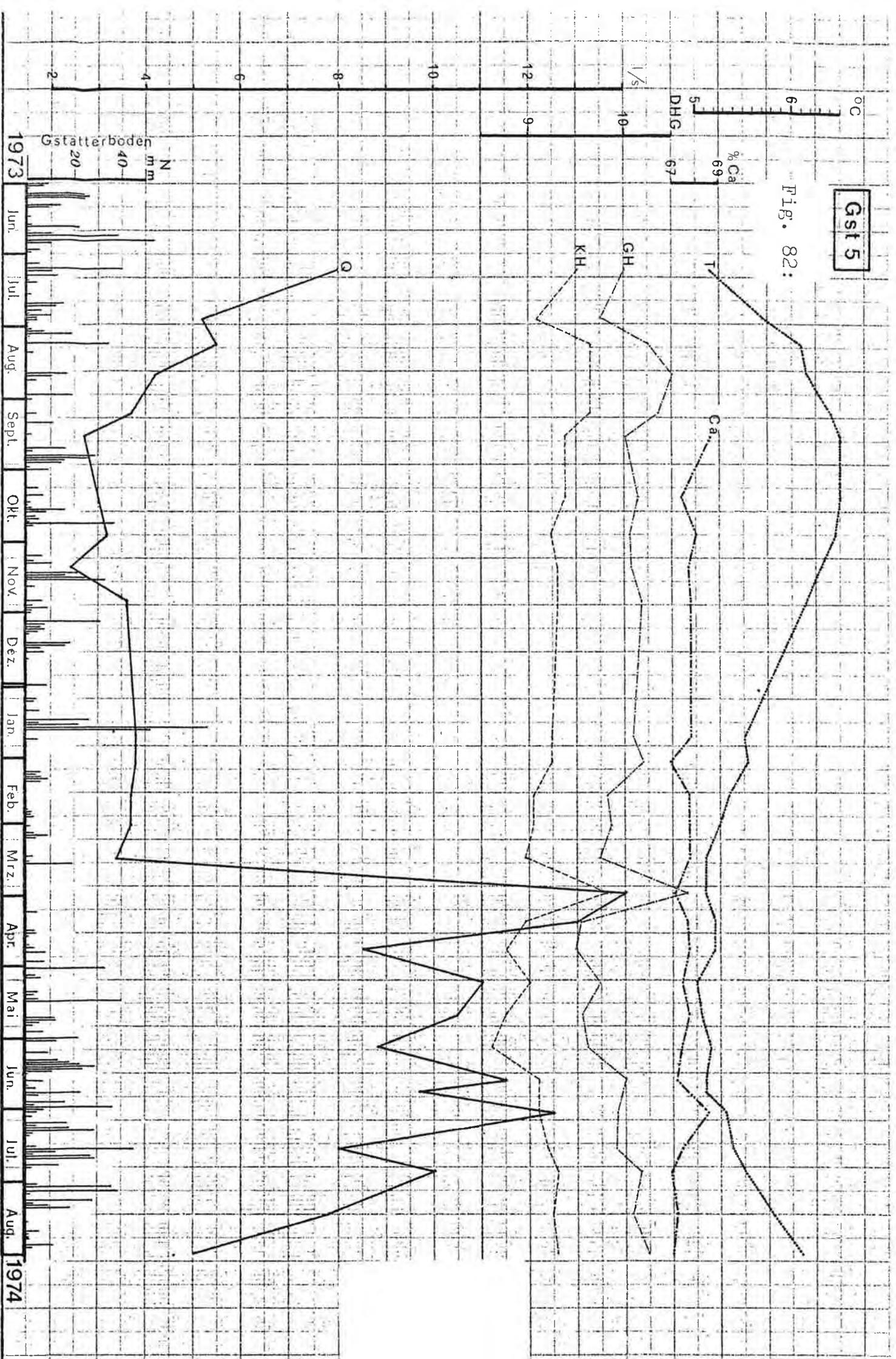
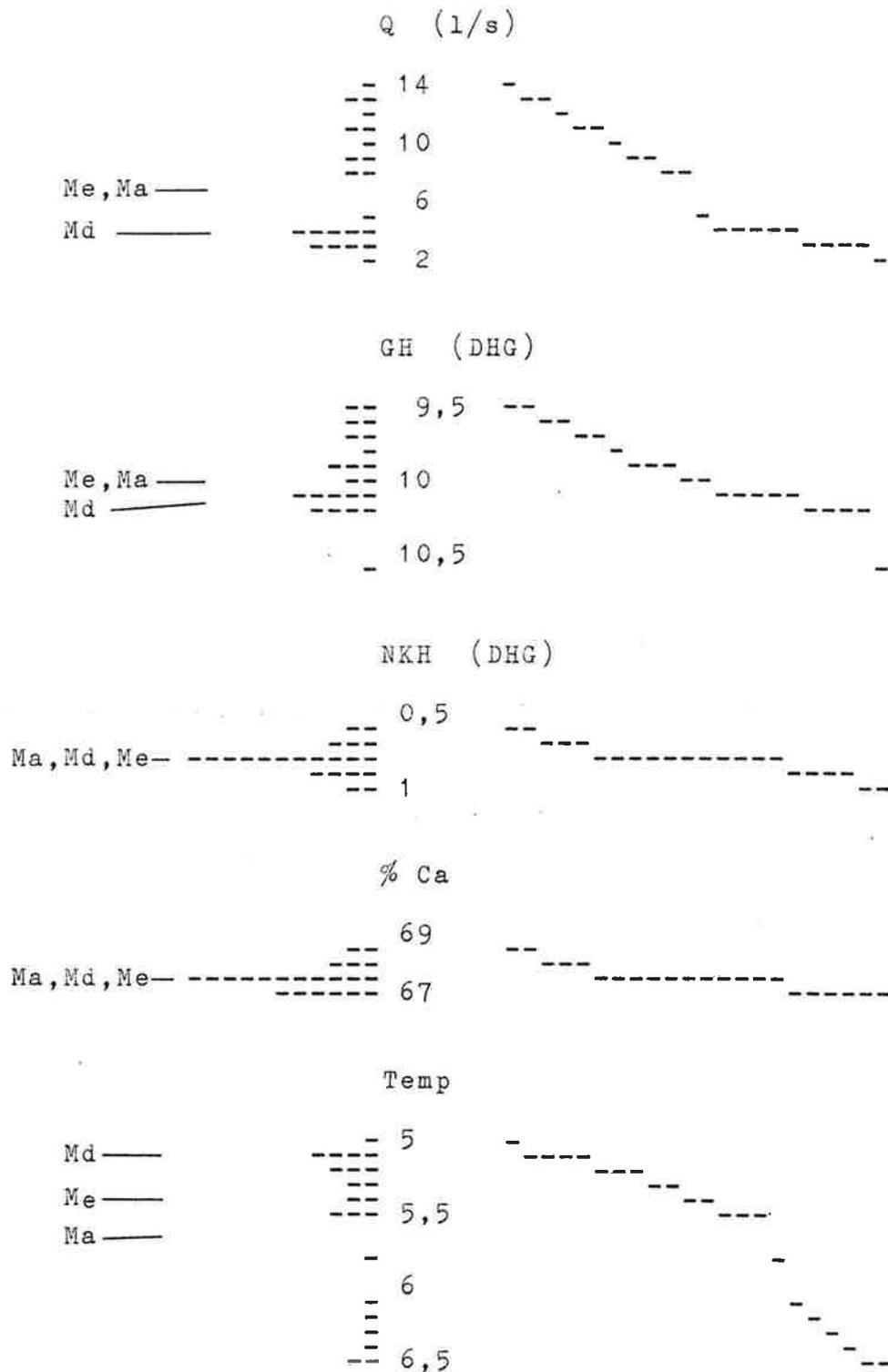


Fig. 83:

HISTOGRAMME

ORDNUNGSFUNKTIONEN

der Quelle Gst 5 "Kaltenbründl" von 17.9.73 - 31.8.74



Md = Modus, Me = Median, Ma = arithmetisches Mittel.

Der Lösungs-Gesamtabtrag des Kaltenbründls Gst 5 ähnelt in der chemischen Zusammensetzung dem der Kroisenalm Quellen (Gst 2 und 3) und beträgt:

Gst 5	mittl. Konz. mg/l	Lösungs-Gesamtabtrag bei einer Jahresabflußmenge von 0,2 Mio cbm/J	
		t/J	Gestein cbm/J
MgCl ₂	0,58	0,12	0,07
CaSO ₄	18,85	3,77	1,64
CaMg(CO ₃) ₂	105,28	21,06	7,26
CaCO ₃	49,27	9,85	3,65
Summe	173,98	34,8	12,62

9.5.5. Die Schutt-Quellenreihe M 27 und 28 auf der "Schusterau"

Auch die Untersuchungen an der Quelle M 28 bestätigen die bereits gemachten Erfahrungen und die Zuordnung zur Gruppe der Mischwässer.

Die Austritte dieses Quellhorizontes entspringen unterhalb der Verflachung der Schusterau und sammeln sich nach ca. 100 Metern zu einem bedeutenden Gerinne.

Trotz ausgeprägter Schwankungen (Fig. 84) und hohem Rezentwasseranteil (10 %), läßt sich keine eindeutige Zuordnung mit Hilfe der Korrelationsmethode finden (Tab. 28). Dies geht einerseits auf das hydrostatisch herausgepreßte Speicherwasser bei Schüttungserhöhung zurück, andererseits auf die träge Reaktion der abnehmenden Mineralisierung im Frühjahr und Sommer 1974. Am ehesten

M 28

Fig. 84:



1973 Jun. Jul. Aug. Sept. Okt. Nov. Dez. Jan. Feb. Mrz. Apr. Mai Jun. Jul. Aug. 1974

Tab. 28:

M 28

"Schusterau"

KORRELATIONS - Koeffizienten der Abhängigkeit vom

Chemismus

n = 24

	GH	NKH	% Ca	Temp
Q glz	-0,094 ±0,2	-0,590 ±0,13	-0,028 ±0,2	-0,104 ±0,2
Q 1P verz.	-0,419 ±0,17	-0,564 ±0,14	+0,111 ±0,2	+0,166 ±0,2
Q 2P verz.	-0,413 ±0,17	-0,400 ±0,17	+0,195 ±0,2	+0,268 ±0,19
Q 3P verz.	-0,523 ±0,15	-0,397 ±0,17	+0,021 ±0,2	+0,314 ±0,18
Q 4P verz.	-0,577 ±0,14	-0,419 ±0,17	-0,144 ±0,2	+0,479 ±0,16
GH		+0,633 ±0,12	+0,171 ±0,2	-0,677 ±0,11
NKH			+0,284 ±0,19	-0,278 ±0,19
% Ca				-0,442 ±0,16

Sicherungsgrenzwerte für:

 $P_{95\%} : r=0,404 \quad P_{99\%} : r=0,515 \quad P_{99,9\%} : r=0,629$

MITTELWERTE und VERTEILUNGSMASSE

	Q	GH	NKH	% Ca	Temp	pH
arithm. Mittel	30	9,72	1,11	65,20	5,49	--
Modus (Md)	20±2,5	*)	*)	65,5±0,25	5,6±0,05	--
Median (Me)	25	9,7±0,05	1,1±0,05	65,5±0,25	5,6±0,05	--
Extreme max.	104	10,79	1,58	66,27	6,25	7,5
Extreme min.	11,5	8,99	0,70	64,11	4,7	7,4
Schwankungsziffer	9,04	1,20	2,26	1,03	1,33	1,01
Standardabweichung	21,15	0,52	0,23	0,58	0,40	--
Variabilität	63,28	5,36	20,82	0,88	7,36	--

Die Angabe der Werte für: Md u. Me erfolgte aufgrund d. Gruppen;

Schwankungsziffer = $\frac{\text{max.}}{\text{min.}}$

*) 3-fach definiert: 9,4 ±0,05; 9,7 ±0,05 und 10,5 ±0,05.

**) Doppelt definiert: 1,0 ±0,05 und 1,3 ±0,05.

kann eine Verzögerung um 3 bis 4 Perioden festgestellt werden.

Der relativ ausgeprägte Temperaturgang läßt auf oberflächennahe Sickerwege im Bereich des schuttverhüllten Quellmundes schließen.

Den Lösungs-Gesamtabtrag des Quellbezirkes M 27 und 28, dessen gemeinsamer Abfluß durch einen Pegel erfaßt wurde, veranschaulicht folgende Berechnung:

M 27 und 28	mittl. Konz. mg/l	Lösungs-Gesamtabtrag bei einer Jahresabflußmenge von 0,95 Mio cbm/J	
		t/J Gestein	cbm/J
NaCl	0,58	0,55	0,26
KCl	0,31	0,29	0,15
MgCl ₂	0,50	0,48	0,29
CaSO ₄	26,25	24,94	10,84
CaMg(CO ₃) ₂	110,37	104,85	36,16
CaCO ₃	34,04	32,34	11,98
Summe	172,05	163,45	59,68

9.5.6. Die Schuttquelle G 2 "Pulvermacher"

Dem mächtigen Terrassen-Schotterkörper der Fürstwiesen entspringt im Niveau des Buchauerbaches die Quellenreihe G 1, 1a und 2. Die starke Ergiebigkeit dieses Quellbezirkes (MQ ca. 200 l/s) läßt Rückschlüsse zu, daß sich das Gesamteinzugsgebiet bis in das Anstehende

erstreckt. Begehungen ergaben, daß der Langgrießgraben auch in niederschlagsreichen Jahreszeiten und während der Schneeschmelze wasserlos ist.

Demnach handelt es sich wiederum (vgl. Gst 2 - 5) um verhüllte Karstwasseraustritte. Der Schotterkörper als Retentionsfaktor bewirkt in erster Linie eine Aufhärtung und Dämpfung der Temperatur- und hydrochemischen Schwankungen (Fig. 85 und Tab. 29). Außerdem resultiert aus der feinklastischen Beschaffenheit eine ziemlich konstante Schüttung und eine längere Verzögerung der Reaktion auf Witterungseinflüsse. Man könnte eine Verschiebung um 4 Perioden annehmen, daß die Koeffizienten dabei die höchsten Werte erreichen. Sie überschreiten jedoch kaum das Signifikanzniveau (Tab. 29).

Den hohen Grad der Durchmischung kennzeichnen die geringen Schwankungsziffern der Härte und des Ca/Mg-Verhältnisses, andererseits der geringe Anteil des am Abfluß feststellbaren Rezentwassers (2,7 %). Das ist neben der gewiß als hoch anzunehmenden MVZ mit die Ursache für die Schwäche der Korrelationskoeffizienten.

Den beträchtlichen Lösungs-Gesamtabtrag gibt folgende Tabelle wieder:

G 2	mittl. Konz. mg/l	Lösungs-Gesamtabtrag bei einer Jahresabflußmenge von 1,9 Mio cbm/J	
		t/J	Gestein cbm/J
NaCl	1,53	2,91	1,35
KCl	0,38	0,72	0,37
MgCl ₂	4,35	8,26	5,01
CaSO ₄	22,21	42,20	18,35
CaMg(CO ₃) ₂	100,73	191,39	66,00
CaCO ₃	45,60	86,64	32,09
Summe	174,80	332,12	123,17

Die vergleichsweise höhere NKH der Quelle G 2 (im Mittel 1,17 DHG) deutet auf ein Einzugsgebiet - zu einem geringen Teil - in tieftriadischen Schichtgliedern hin, die entlang der Buchauer Störung herausgekippt wurden.

Fig. 85:

G 2

°C

7
6.8

T

%Ca

67
64

Ca

DHG

10
9

GH

KH

l/s

80
60
40
20

Q

N

mm

40

20

Kil Land

1973

1974

Jun.

Jul.

Aug.

Sept.

Okt.

Nov.

Déz.

Jan.

Feb.

Mrz.

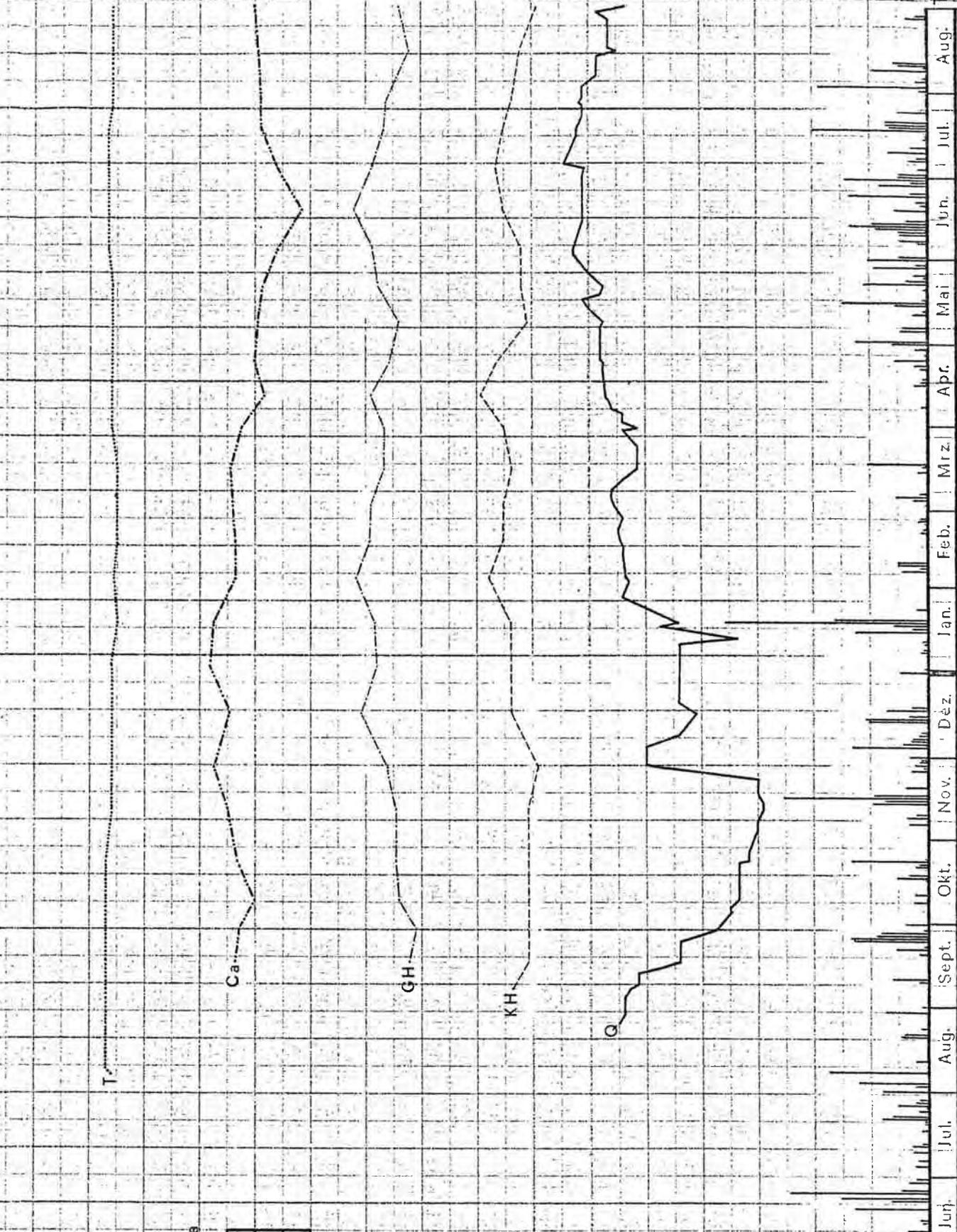
Apr.

Mai

Jun.

Jul.

Aug.



Tab. 29:

G 2 "Pulvermacher - Quelle"

KORRELATIONS - KOFFIZIENTEN der Abhängigkeit vom
Chemismus

n = 25

	GH	NKH	% Ca	Temp
Q glz	+0,413 ±0,17	-0,044 ±0,2	-0,611 ±0,13	-0,225 ±0,19
Q 1P verz.	+0,175 ±0,19	-0,223 ±0,19	-0,679 ±0,11	-0,088 ±0,2
Q 2P verz.	-0,140 ±0,2	-0,387 ±0,17	-0,666 ±0,11	+0,134 ±0,2
Q 3P verz.	-0,257 ±0,19	-0,404 ±0,17	-0,740 ±0,09	+0,288 ±0,18
Q 4P verz.	-0,365 ±0,17	-0,444 ±0,16	-0,766 ±0,08	+0,570 ±0,13
GH		+0,506 ±0,15	-0,160 ±0,19	-0,396 ±0,17
NKH			+0,069 ±0,2	-0,133 ±0,2
% Ca				-0,425 ±0,16

Sicherungsgrenzwerte für:

$P_{95\%} : r=0,396$ $P_{99\%} : r=0,505$ $P_{99,9\%} : r=0,618$

MITTELWERTE und VERTEILUNGSMASSE

	Q	GH	NKH	% Ca	Temp	pH
arithm. Mittel	61	9,84	1,17	66,30	6,85	--
Modus (Md)	⊠)	98±005	12±005	660±025	69±005	--
Median (Me)	65±25	98±005	12±005	665±025	69±005	--
Extreme max.	88	10,11	1,35	67,60	6,9	7,5
Extreme min.	18	9,55	0,96	64,34	6,8	7,4
Schwankungsziffer	4,89	1,06	1,41	1,05	1,01	1,01
Standardabweichung	19,97	0,15	0,11	0,79	0,03	--
Variabilität	32,71	1,48	9,67	1,18	0,46	--

Die Angabe der Werte für: Md u. Me erfolgte aufgrund d. Gruppen;

$$\text{Schwankungsziffer} = \frac{\text{max.}}{\text{min.}}$$

⊠) Doppelt definiert: 65 ± 2,5 und 75 ± 2,5.

9.5.7. Die Schuttquelle T 2 "Weber"

Am Fuße einer terrassierten Seitenmoräne entspringen die Quellen T 1 - 3. Die beobachtete Quelle T 2 stellt den Typus einer gering schwankenden Quelle dar, was nicht nur hinsichtlich der Schüttung (Schwankungsziffer 1,90), sondern auch des Chemismus durch einigermaßen geglättete Kurven zum Ausdruck kommt (Fig. 86). Die daraus resultierende geringe Streuung der Meßwerte ist Fig. 87 zu entnehmen.

Es ist eigenartig, daß die Schneeschmelze keine Q-Erhöhung, wohl aber eine nachfolgende Verdünnung bis weit in den Sommer hervorrief. Dies könnte als Hinweis gelten, daß durch eine kleine Austrittsöffnung die Ergiebigkeit limitiert zu sein scheint, was durch einen wälderartigen Quelltyp unterstrichen wird.

Die mäßig angehobene NKH, die im Mittel mit 1,90 DHG bestimmt wurde, gibt einerseits Auskunft, daß Teile des Einzugsgebietes (Kaswassergraben) von Evaporiten aufgebaut werden; andererseits steht sie in derart hohem korrelativen Zusammenhang mit der GH (Tab. 30), daß man geneigt wäre, diese Quelle als Übergangstyp zu der Gruppe der Gipswässer zu bezeichnen.

Die Infiltrationsperiode anhand der zeitlichen Verschiebung mit mehreren Variationen des Statistikprogrammes herauszufinden, stößt auf Grund der guten Durchmischung (Rezentwasseranteil nur 5 %) auf Schwierigkeiten. Im großen und ganzen kann bei der Verzögerung um eine Periode (ungefähr 14 Tage) ein einigermaßen gutes Zusammenlaufen der standardisierten Kurven beobachtet werden (Fig. 88).

Da Schüttungsamplituden nicht mit kurzfristigen starken Chemismus-Schwankungen einhergehen, ist das Prinzip eines hydrostatisch aktivierten härteren Wassers nicht

T2

Fig. 86:

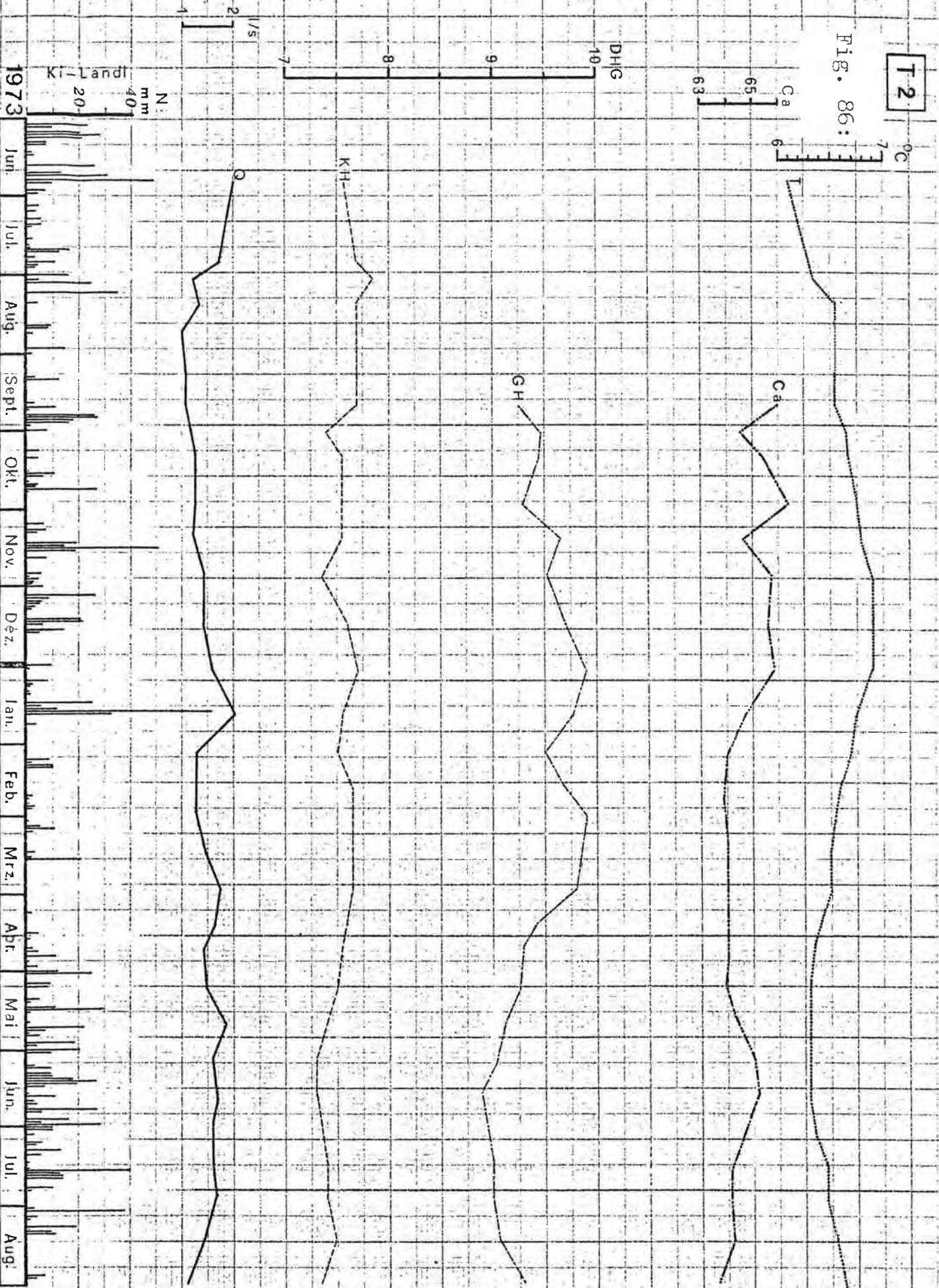


Fig. 87:

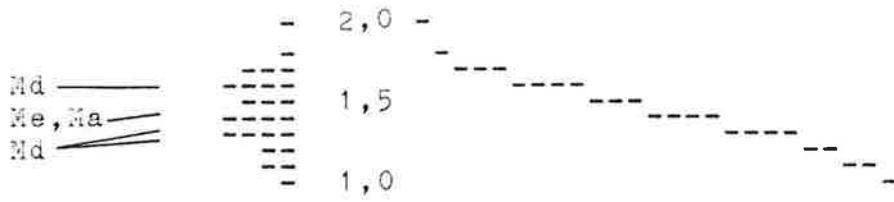
Histogramme

Ordnungsfunktionen

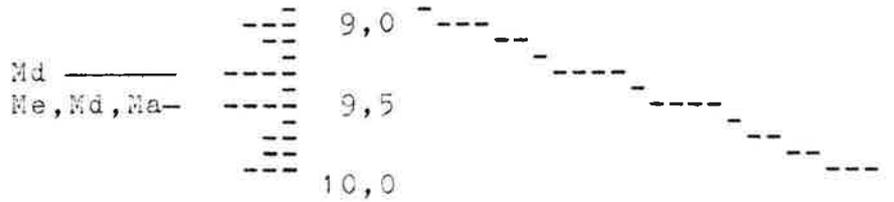
Uersquelle T 2 "Weber"

von: 16.9.73 - 1.9.74

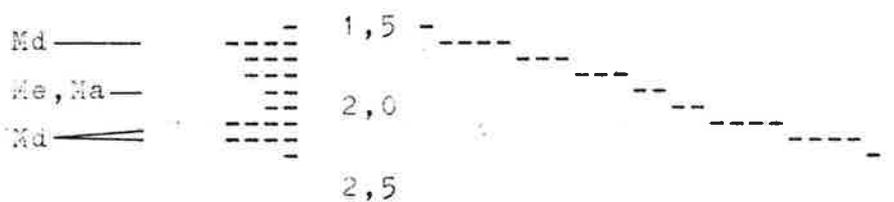
α (1/s)



GH (DHG)



NKH (DHG)



%Ca



Temp



Md Modus
 Me Median
 Ma arithmetisches Mittel

Tab. 30:

T 2 "Weber"

KORRELATIONS - Koeffizienten der Abhängigkeit vom
Chemismus

n = 25

	GH	NKH	% Ca	Temp
Q glz	-0,102 ±0,2	-0,012 ±0,2	-0,117 ±0,2	-0,273 ±0,19
Q 1P verz.	-0,343 ±0,18	-0,233 ±0,19	-0,363 ±0,17	-0,308 ±0,18
Q 2P verz.	-0,330 ±0,18	-0,248 ±0,19	-0,524 ±0,14	-0,392 ±0,17
Q 3P verz.	-0,251 ±0,19	-0,213 ±0,19	-0,561 ±0,14	-0,448 ±0,16
Q 4P verz.	---	---	-0,512 ±0,15	---
GH		0,924 ±0,03	-0,001 ±0,2	0,598 ±0,13
NKH			-0,007 ±0,2	---
% Ca				0,401 ±0,16

Sicherungsgrenzwerte für:

P_{95%}: r=0,396

P_{99%}: r=0,505

P_{99,9%}: r=0,618

MITTELWERTE und VERTEILUNGSMASSE

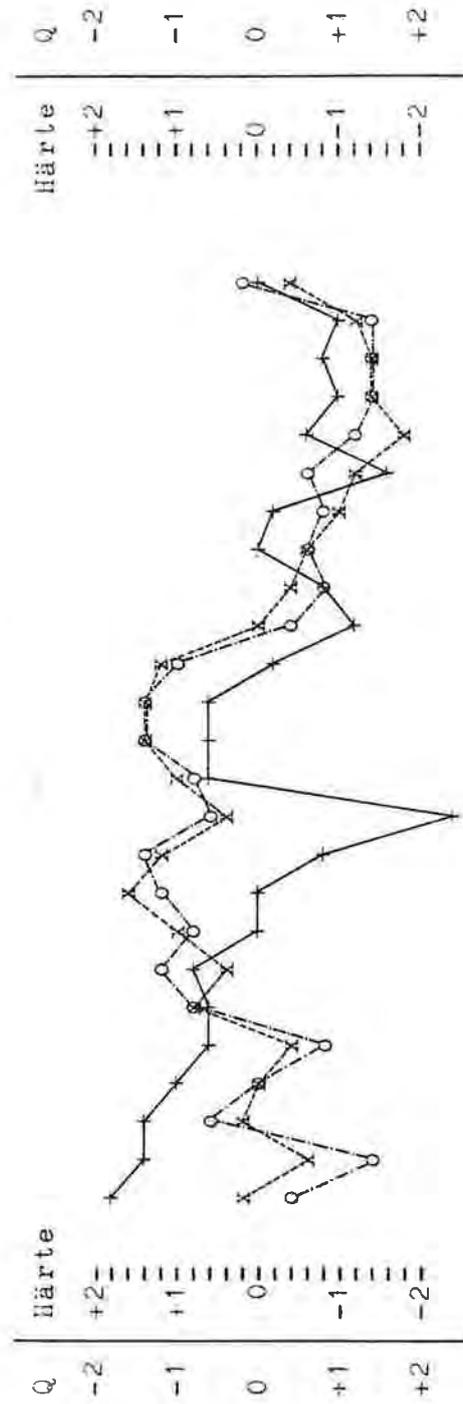
	Q	GH	NKH	% Ca	Temp	pH
arithm. Mittel	1,44	9,42	1,90	64,63	6,57	--
Modus (Md)	+))	++))	+++)	64,0±0,25	6,6±0,05	--
Median (Me)	1,4±0,05	9,4±0,05	1,9±0,05	64,5±0,25	6,6±0,05	--
Extreme max.	2,00	9,91	2,25	66,33	6,9	7,55
Extreme min.	1,05	8,88	1,56	63,61	6,3	7,4
Schwankungsziffer	1,90	1,12	1,44	1,04	1,10	1,02
Standardabweichung	0,24	0,31	0,24	0,78	0,19	--
Variabilität	17,18	3,30	12,78	1,21	2,93	--

Die Angabe der Werte für: Md u. Me erfolgte aufgrund d. Gruppen;

$$\text{Schwankungsziffer} = \frac{\text{max.}}{\text{min.}}$$

- +) 3-fach definiert: 1,3±0,05; 1,4±0,05; 1,6±0,05.
- ++) doppelt -"- : 9,3±0,05; 9,5±0,05.
- +++) 3-fach -"- : 1,6±0,05; 2,1±0,05; 2,2±0,05.

Fig. 88: Beziehung Q zu GH zu NKH (unter Berücksichtigung
 der zeitlichen Verzögerung von einer Periode)
 der Quelle T 2 "Weber"



Std. Werte!

- + Schüttung (Q) von: 20.8.73 - 15.8.74
 - x Gesamthärte (GH) 7.9.73 - 1.9.74
 - o Nichtkarbonathärte (NKH) -"-
- } um einen Abschnitt nach links verschoben!

anwendbar. Vielmehr muß ein langfristiges phasenhaftes Nachlaufen angenommen werden. Tatsächlich dürfte die phasenhafte Verschiebung mehrere Monate betragen, was durch das Phänomen des Quellwasser-Temperatur-Maximums im Dezember angezeigt wird (Fig. 86).

Die 3-dimensionalen Korrelationsdiagramme (Fig. 89), welche die gleichzeitige Konfiguration der physiko-chemischen Parameter (Absolutwerte) veranschaulichen sollen, zeigen zwar eine Beziehung im Sinn einer - mit zunehmender GH - steigenden NKH, was bereits durch den hochsignifikanten Korrelationskoeffizienten ausgedrückt wurde, lassen aber hinsichtlich eines Verdünnungseffektes (Isolinien) infolge Durchmischung keinerlei Schlüsse zu.

Das Maß des Lösungsabtrages, das sich zu einem guten Teil aus dem Gipsabtrag zusammensetzt, kann folgender Tabelle entnommen werden:

T 2	mittl. Konz, mg/l	Lösungs-Gesamtabtrag bei einer Jahresabflußmenge von: 45.400 cbm/J	
		t/J Gestein	cbm/J
MgCl ₂	2,09	0,09	0,05
CaSO ₄	43,22	1,96	0,86
CaMg(CO ₃) ₂	105,74	4,80	1,66
CaCO ₃	19,65	0,89	0,33
Summe	170,7	7,74	2,89

Fig. 89: Dre dimensionales Korrelationsdiagramm

Absolutwerte

n = 2 "Jebe"

CH (DNE)

9

9,5

10

NXH

2,0

1,5

CH (DNE)

9

9,5

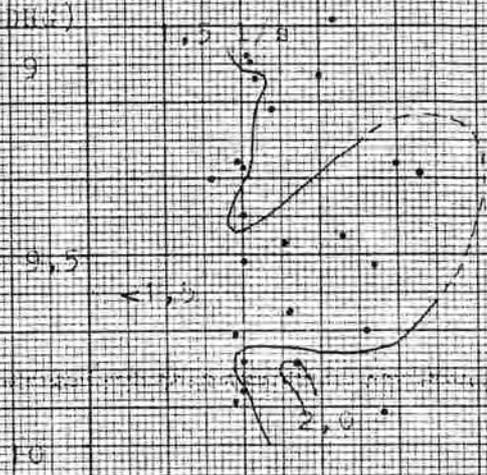
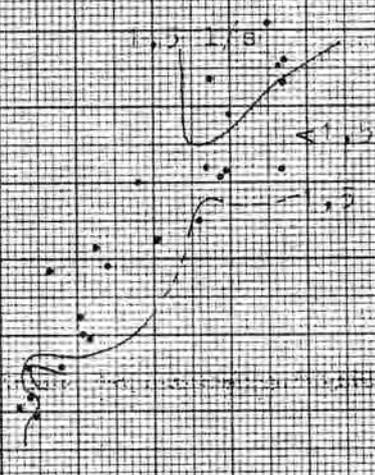
10

%Ca

63

65

67



9.6. Die Wässer mit höherer Nichtkarbonathärte

9.6.1. Der Grundwasseraustritt T 4 "Schneiderbachl"

Im breiten Talboden des Tamischbaches entspringt der - in jeder Beziehung gering schwankende - Grundwasserauftrieb T 4 (Fig. 90). Die höhere NKH und Schüttung läßt den Rückschluß zu, daß sich das Einzugsgebiet dieser Quelle bis weit in den Talhintergrund erstreckt. Zirka 1,5 km oberhalb des Quellortes steht im Kaswassergraben Haselgebirge an, dessen auslaugbare Salze als natürliche Tracer in der Quelle nachweisbar sind.

Sämtliche Variationen der Beziehung $GH : Q$ und $NKH : Q$ sind auf Grund des positiven Vorzeichens nicht durch einen Verdünnungseffekt zu erklären (Tab. 31). Dies läßt Rückschlüsse auf eine relativ gute Durchmischung (Rezentwasseranteil 5,2 %), aber vor allem auf eine Abgeschlossenheit des unter Druck stehenden hydraulischen Systems zu.

Bei den internen hydrochemischen Korrelationskoeffizienten fällt der signifikante Gleichklang der GH-Schwankungen mit den NKH-Werten auf. Mit einer scheinbar funktionalen Abhängigkeit ($r = +0,961 \pm 0,01$) wird die Aussage der stärker reagierenden NKH, vornehmlich bei Gipswässern, bestätigt (vgl. Kap. 9.5.7.). Derartige Verhältnisse sprechen für einen jahreszeitlich variierenden, sinngemäßen Verlauf der chemischen Zusammensetzung, der aber nicht ausschließlich von Witterungseinflüssen bzw. vom Schüttungsgang (tägliche Pegelablesungen) gesteuert wird. Die langzeitliche Verschiebung drückt sich auch in der zur Temperaturkurve gegenläufigen Beziehung der chemischen Parameter aus.

Prägnante Aussagen werden nicht zuletzt wegen der geringen Schwankungen der physiko-chemischen Parameter

Tab. 31:

T 4 Schneiderbachl - Quelle

KORRELATIONS - KOEFFIZIENTEN der Abhängigkeit vom
Chemismus

n = 25

	GH	NKH	% Ca	Temp
Q glz	+0,424 ±0,16	+0,370 ±0,17	-0,161 ±0,19	-0,300 ±0,18
Q 1P verz.	+0,349 ±0,17	+0,395 ±0,17	-0,211 ±0,19	-0,036 ±0,2
Q 2P verz.	+0,375 ±0,17	+0,473 ±0,16	-0,138 ±0,2	+0,005 ±0,2
Q 3P verz.	+0,558 ±0,14	+0,546 ±0,14	-0,477 ±0,15	-0,351 ±0,18
Q 4P verz.	+0,388 ±0,17	+0,448 ±0,16	-0,150 ±0,2	-0,021 ±0,2
GH		+0,961 ±0,01	-0,458 ±0,16	-0,584 ±0,13
NKH			-0,412 ±0,17	-0,598 ±0,13
% Ca				-0,034 ±0,2

Sicherungsgrenzwerte für:

P_{95%}: r=0,396P_{99%}: r=0,505P_{99,9%}: r=0,618

MITTELWERTE und VERTEILUNGSMASSE

	Q	GH	NKH	% Ca	Temp	ph
arithm. Mittel	42,3	11,34	3,16	65,27	6,75	--
Modus (Md)	50±2,5	11,3±0,05	3,2±0,05	65,5±0,25	6,8±0,05	--
Median (Me)	40±2,5	11,4±0,05	3,2±0,05	65,5±0,25	6,8±0,05	--
Extreme max.	80	11,96	3,69	66,29	6,9	7,45
Extreme min.	23	10,64	2,48	63,96	6,6	7,3
Schwankungsziffer	3,48	1,12	1,49	1,04	1,05	1,02
Standardabweichung	12,78	0,38	0,39	0,51	0,10	--
Variabilität	30,18	3,32	12,48	0,78	1,46	--

Die Angabe der Werte für: Md u. Me erfolgte aufgrund d. Grup-

$$\text{Schwankungsziffer} = \frac{\text{max.}}{\text{min.}}$$

1974

Aug. Jul. Jun. May Apr. Mirz. Feb. Jan. Dez. Nov. Okt. Sept. Aug. Jul. Jun.

1973

1

oC

6.9

6.6

%Ca

66

64

DHG

12

GH

11

10

9

17s

80

50

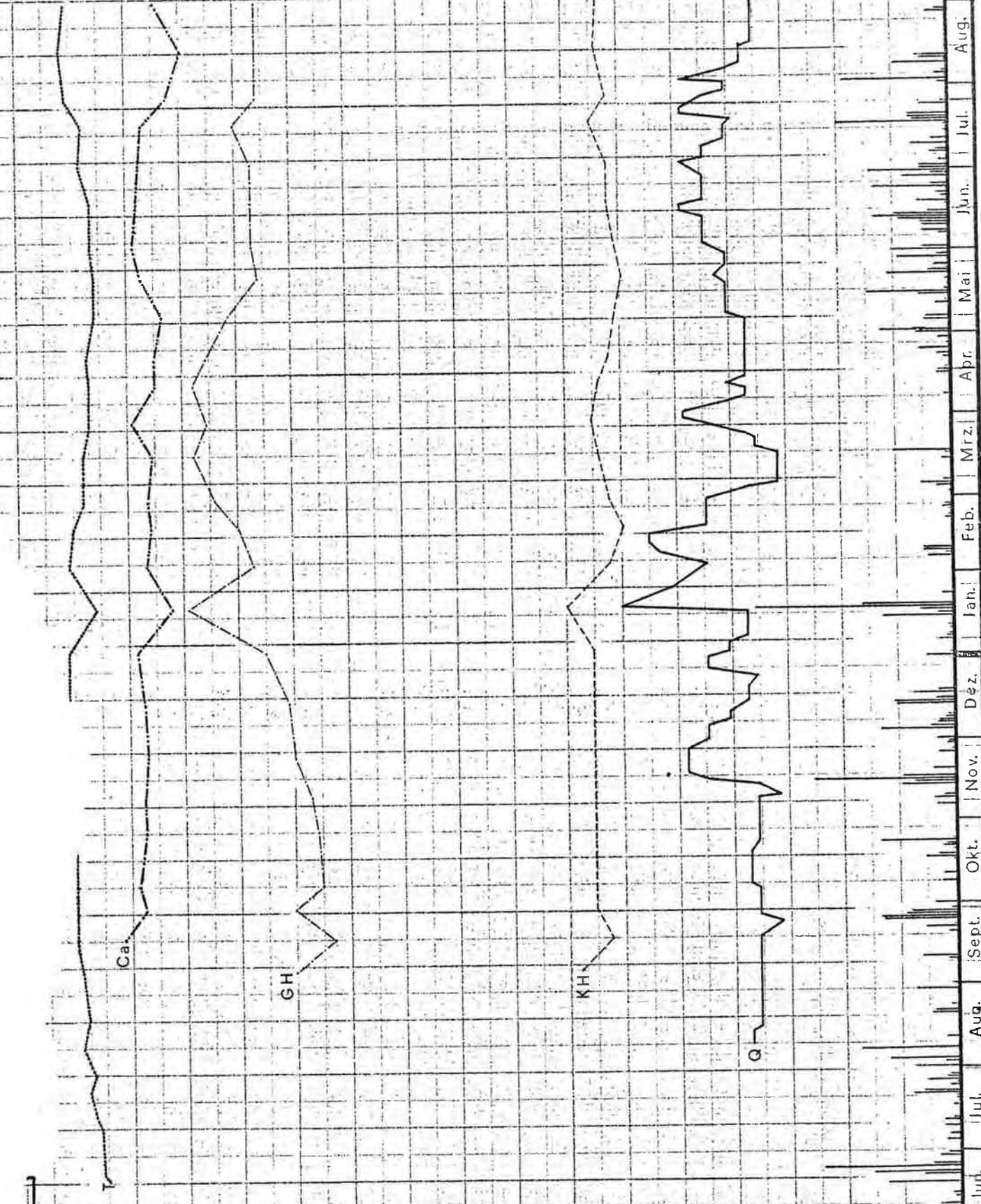
20

N

mm

40

Ki-Landl



erschwert, die ihre Ursache in einer relativ guten Durchmischung (5,2 % Rezentwasserkomponente) und mäßigen Sickergeschwindigkeit eines ausgedehnten Lockergesteinaquifers haben. Dies zeigt uns auch der Vergleich der Schwankungsziffern, die den Quelltypus eines Porengrundwasserauftriebes belegen. Die geringe Veränderlichkeit der Faktoren steht in krassem Gegensatz zu den Karstquellen.

Der zu einem großen Teil durch Gipsauslaugung bestimmte Lösungs-Gesamtabtrag der Quelle T 4 geht aus folgender Berechnung hervor.

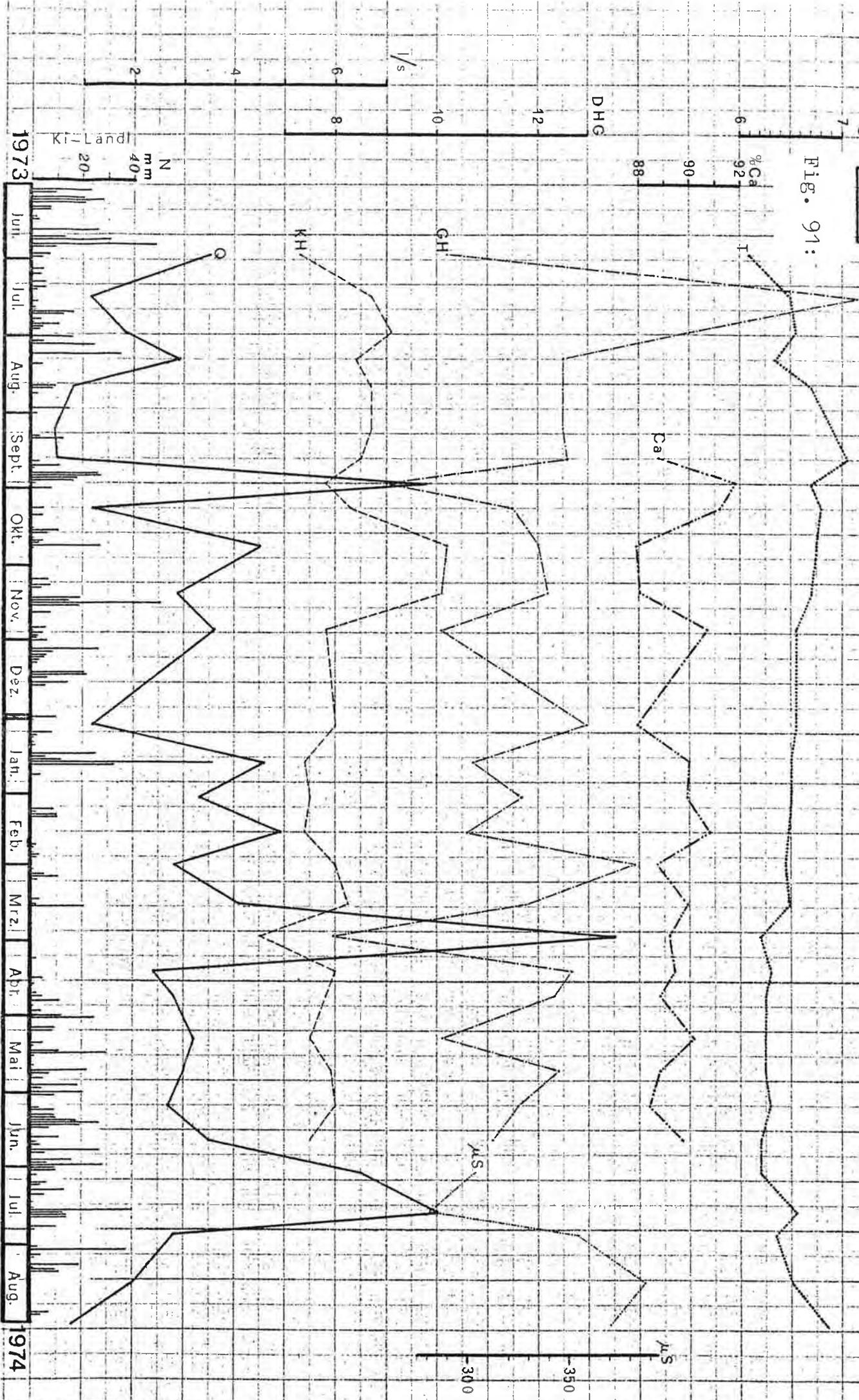
T 4	mittl. Konz. mg/l	Lösungs-Gesamtabtrag bei einer Jahresabflußmenge von 1,3 Mio cbm/J	
		t/J	Gestein cbm/J
NaCl	1,78	2,31	1,07
KCl	0,57	0,74	0,38
MgCl ₂	2,00	2,60	1,58
CaSO ₄	74,19	96,45	41,93
CaMg(CO ₃) ₂	125,84	163,59	56,41
CaCO ₃	9,44	12,27	4,54
Summe	213,82	277,96	105,91

9.6.2. Die Quelle M 13 auf der Bruckwirt Alm

Die äußerst stark schwankenden Ganglinien (Fig. 91) lassen einerseits eine Verbindung zu oberflächlich abfließ-

M 13

Fig. 91:



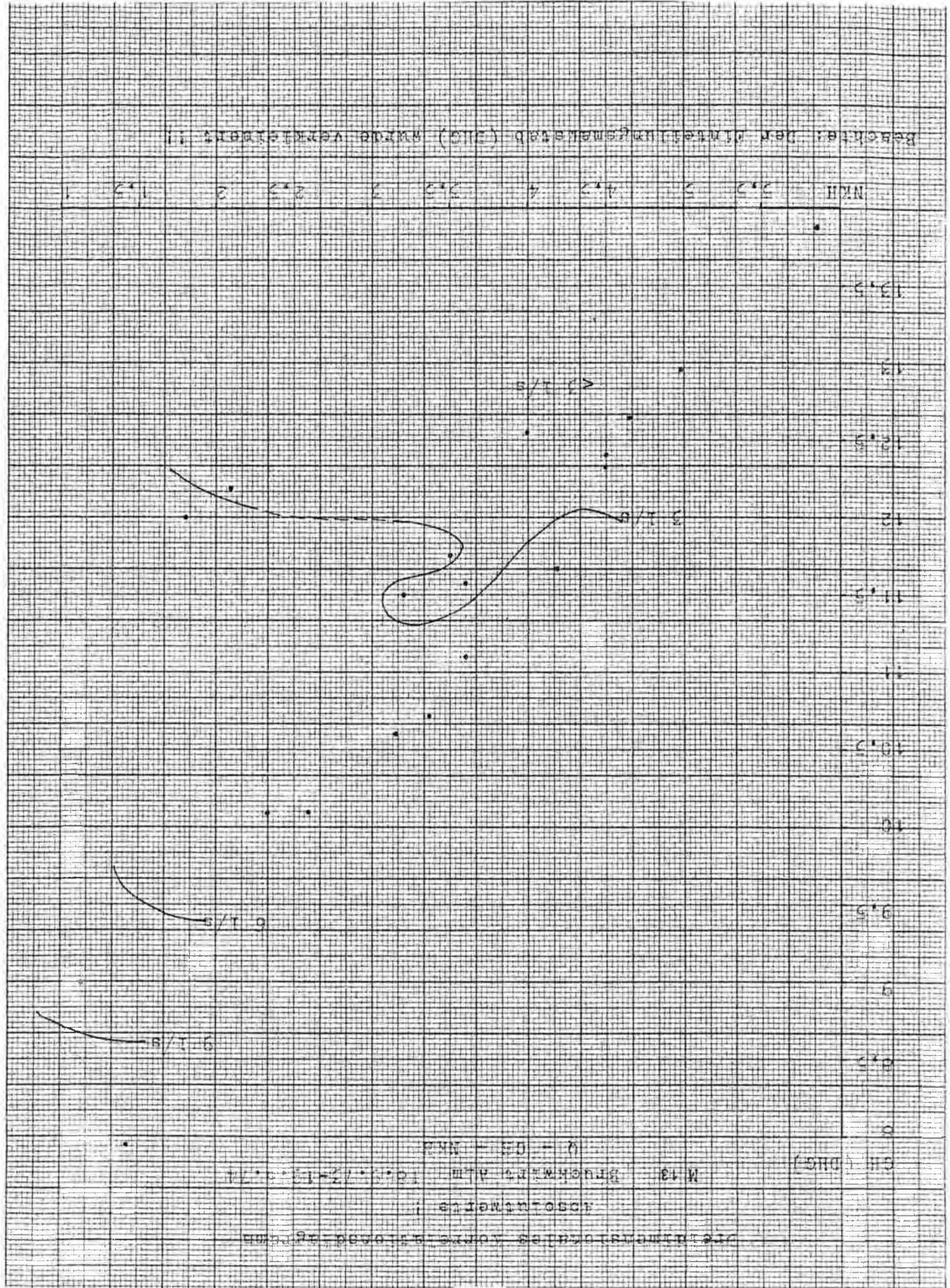


Fig. 92:

KORRELATIONS - KOFFIZIENTEN der Abhängigkeit vom

Chemismus

n = 19

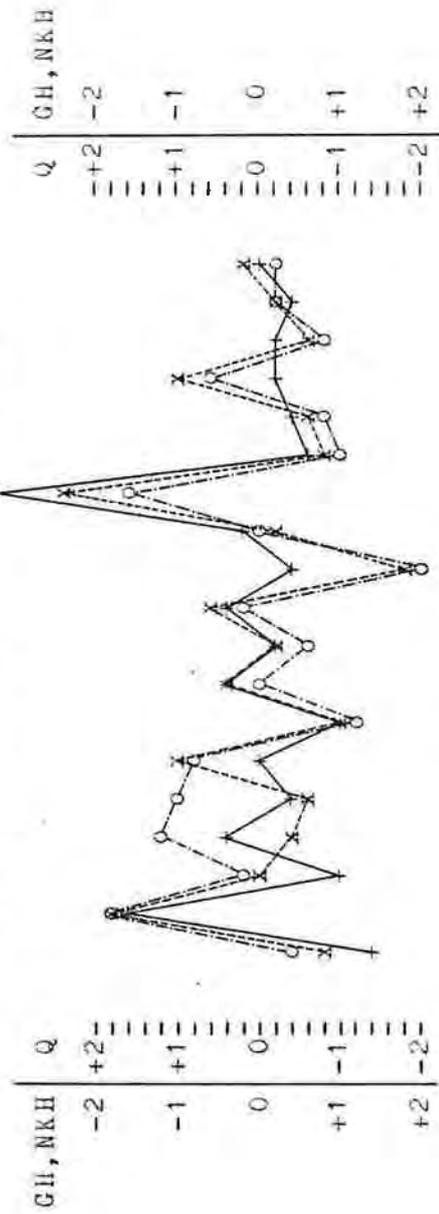
GH	NKH	% Ca	Temp
q	q	q	q
-0,803 ± 0,08	-0,645 ± 0,13	+0,271 ± 0,21	-0,298 ± 0,21
q 1P	---	---	---
verz. +0,261 ± 0,21	---	---	---
q 2P	---	---	---
verz. ---	---	---	---
q 3P	---	---	---
verz. ---	---	---	---
q 4P	---	---	---
verz. ---	---	---	---
GH	GH	GH	GH
+0,800 ± 0,08	-0,583 ± 0,15	-0,348 ± 0,2	-0,194 ± 0,22
NKH	NKH	NKH	NKH
---	---	---	---
% Ca	% Ca	% Ca	% Ca
---	---	---	---
Stichungsgrenzwerte für:	Stichungsgrenzwerte für:	Stichungsgrenzwerte für:	Stichungsgrenzwerte für:
P 95%: r=0,456	P 99%: r=0,575	P 99,9%: r=0,693	P 99,9%: r=0,693

MITTELWERTE und VERTEILUNGSMASSE

q	GH	NKH	% Ca	Temp	pH
arithm. Mittel	3,58	11,42	3,39	89,47	6,5
Modus (Md)	3,0 ± 0,5	12,5 ± 0,25	(+)	90,0 ± 0,25	6,5 ± 0,05
Median (Me)	3,0 ± 0,5	12,0 ± 0,25	3,5 ± 0,25	89,5 ± 0,25	6,5 ± 0,05
Extreme max.	11,5	13,88	5,84	91,83	7,05
Extreme min.	0,45	7,95	1,14	87,89	6,2
Schwankungsziffer	25,56	1,75	5,12	1,04	1,14
Standardabweichung	2,57	1,43	1,26	1,13	0,24
Varibilität	70,63	12,54	37,15	1,27	3,70

Die Angabe der Werte für: Md u. Me erfolgte aufgrund d. Gruppen; $\frac{\text{max.}}{\text{min.}}$ Schwankungsziffer = $\frac{\text{max.}}{\text{min.}}$
 +) Doppelt definiert: 3,5 ± 0,25 und 4,0 ± 0,25.

Fig. 93: Beziehung Q zu GH zu NKH (gleichzeitig)
 der Quelle N13 "Bruckwirt Alm"



Std. Werte !

- + Schüttung (Q) von: 18.9.73 - 19.6.74 } r=-0,80
- x Gesamthärte (GH) - - - } r=-0,64
- o Nichtkarbonathärte (NKH) - - - } r= 0,80

Fig. 94: Histogramm

Ordnungsfunktion

der Quelle

1/s 7.9.73 - 1.9.74

M 13

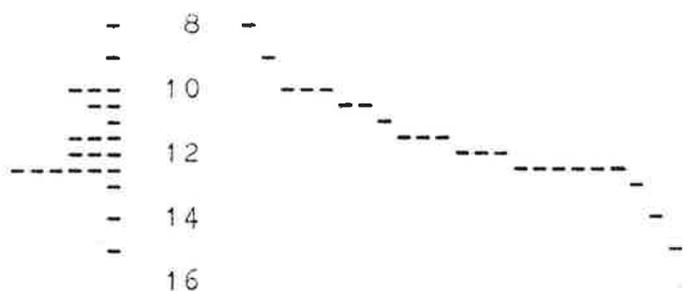
Bruckwirt Alm



% Ca 18.9.73 - 19.6.74



GH 28.6.73 - 19.6.74 x)



NKH 28.6.73 - 19.6.74 x)



mS 7.9.73 - 1.9.74



Temp 7.9.73 - 1.9.74



x) Beachte! Der Einteilungsmaßstab (DHG) wurde geändert.

senden Gewässern vermuten, was Begehungen im Einzugsbereich bestätigen konnten (Dolinen und episodisch aktive Ponore). Andererseits ergeben sich dabei äußerst hochsignifikante Korrelationskoeffizienten (Tab. 32). Der Verdünnungseffekt wird anhand der absoluten und standardisierten Diagramme (Fig. 92 und 93) deutlich zum Ausdruck gebracht.

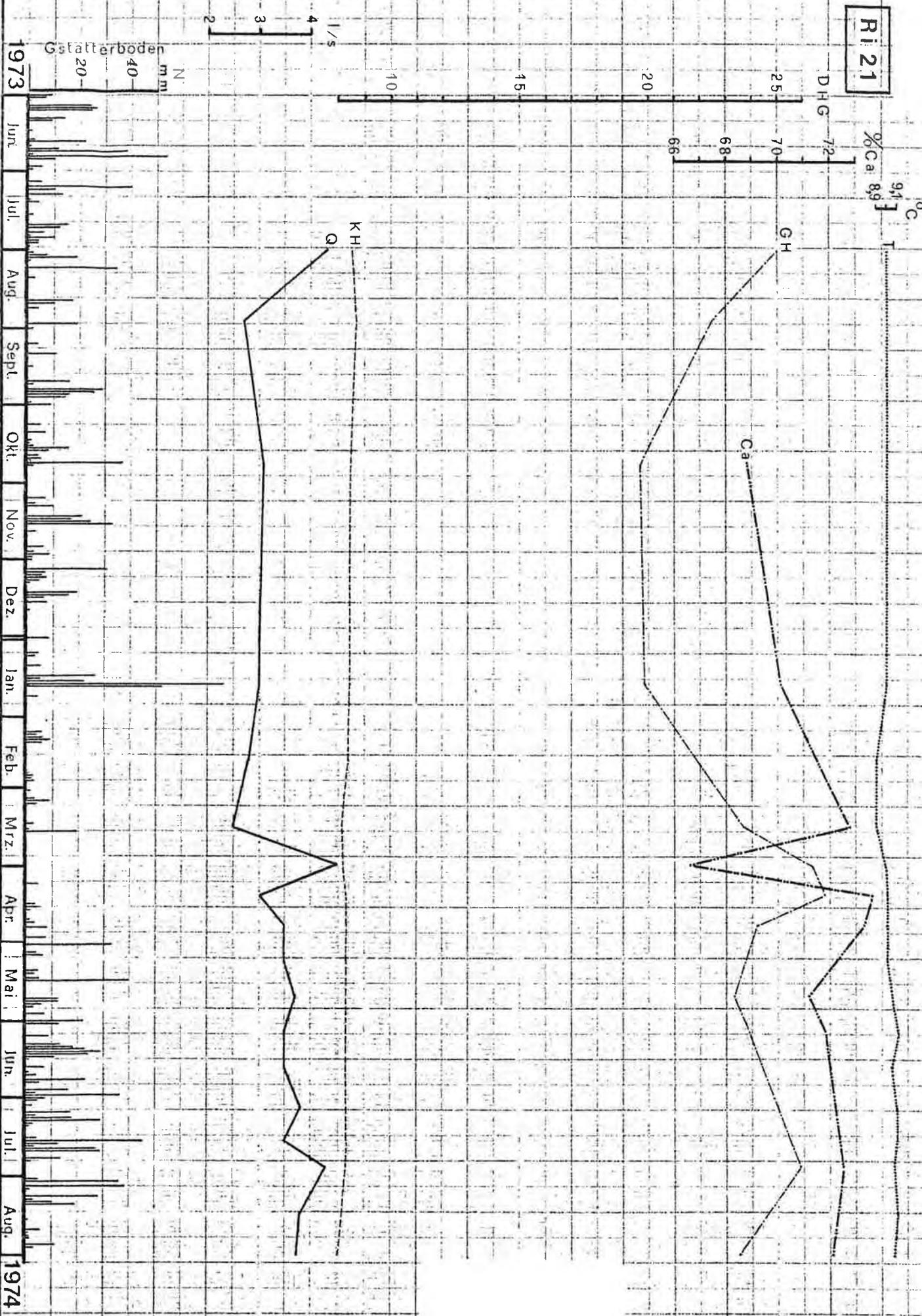
Selbstverständlich erreicht unter diesen Aspekten die Streuung der Meßwerte größere Dimensionen (Fig. 94).

9.6.3. Die Quelle Ri 21 östlich des Gehöfts Simmerbauer

Im Gegensatz zu den konstanten Temperatur- und Schüttungsganglinien stehen die großen Calcium-, Gesamt- und Nichtkarbonathärteschwankungen (Fig. 95). Dabei erweist sich die Quellwassertemperatur im Mittel ($9,02^{\circ}\text{C}$) für die Höhenlage des Quellmundes (630 m Sh - das Lufttemperaturmittel nach H.KREPS 1955 beträgt jedoch $6,35^{\circ}\text{C}$) als zu hoch, was entweder auf eine zeitlich begrenzte Infiltrationsperiode im Sommer hinweisen könnte, eher aber die Anwesenheit größerer Komponenten von Tiefenwässern anzeigt. Hydrogeologisch ist dies bei der Lage der Quelle am Rand des artesischen Wasser führenden Ennstalquartärs erklärbar.

Die nichtsignifikanten Korrelationskoeffizienten der schüttungsabhängigen Beziehungen (Tab. 33) sind durch längere Verzögerung (≥ 3 Perioden), hydrostatisches

Fig. 95:



Tab. 33:

Ri 21

"Simmerbauer - Quelle"

KORRELATIONS - KOEFFIZIENTEN der Abhängigkeit vom
Chemismus

n = 11

	GH	NKH	% Ca	Temp
Q _{glz}	+0,472 ±0,23	+0,479 ±0,23	-0,382 ±0,26	+0,500 ±0,23
Q 1P verz.	+0,267 ±0,28	+0,275 ±0,28	+0,665 ±0,17	+0,523 ±0,22
Q 2P verz.	-0,294 ±0,27	-0,292 ±0,28	+0,127 ±0,3	+0,230 ±0,29
Q 3P verz.	-0,394 ±0,25	-0,390 ±0,26	-0,208 ±0,29	+0,383 ±0,26
Q 4P verz.	--	--	--	--
GH		+0,999 ±0,00	+0,223 ±0,29	+0,046 ±0,3
NKH			+0,230 ±0,29	+0,048 ±0,3
% Ca				+0,157 ±0,29

Sicherungsgrenzwerte für:

$P_{95\%} : r=0,602$ $P_{99\%} : r=0,735$ $P_{99,9\%} : r=0,847$

MITTELWERTE und VERTEILUNGSMASSE

	Q	GH	NKH	% Ca	Temp	pH
arithm. Mittel	3,27	23,56	15,26	71,39	9,02	--
Modus (Md)	3,0±0,1	23,5±0,25	15,5±0,25	*)	9,0±0,05	--
Median (Me)	3,4±0,1	23,5±0,25	15,5±0,25	72,0±0,25	9,0±0,05	--
max.	4,5	26,80	18,54	73,59	9,1	7,5
min.	2,5	19,73	11,19	66,58	8,9	7,4
Schwankungsziffer	1,80	1,36	1,66	1,11	1,02	1,01
Standardabweichung	0,62	2,33	2,44	2,12	0,06	--
Variabilität	17,86	9,90	15,99	2,98	0,64	--

Die Angabe der Werte für: Md u. Me erfolgte aufgrund d. Gruppen;

$$\text{Schwankungsziffer} = \frac{\text{max.}}{\text{min.}}$$

*) 3-fach definiert: 72,0 ± 0,25; 72,5 ± 0,25 und 73,5 ± 0,25.

Druckfließen bei geringen Schüttungsschwankungen sowie Zumischung von Oberflächenwasser (hoher Rezentwasseranteil >12 %) begründet.

Nichtsdestoweniger hochsignifikant ist die Beziehung GH: NKH mit nahezu 100 %iger Sicherungswahrscheinlichkeit. Die im Vergleich zur Karbonathärte stärker schwankende und leichter verdünnbare Nichtkarbonathärte bestimmt die Größe der Gesamthärte - ein Phänomen, das bei sämtlichen "Gipswässern" festgestellt werden konnte.

Der fast ausschließlich auf Gips- und Steinsalzauslaugung ausgerichtete Lösungsgesamtabtrag führt zu folgender Hohlraumbildung:

Ri 21	mittl Konz. mg/l	Lösungs-Gesamtabtrag bei einer Jahresabflußmenge von 100.000 cbm/J	
		t/J Gestein	cbm/J
NaCl	117,47	11,75	5,47
Na ₂ SO ₄	0,55	0,06	0,04
K ₂ SO ₄	2,27	0,23	ca. 0,13
CaSO ₄	308,01	30,80	13,39
MgSO ₄	55,70	5,57	3,18
CaMg(CO ₃) ₂	136,64	13,66	4,71
Sunne	620,64	62,07	26,92

10. Grundsätzliche Schlußfolgerungen

10.1. Gemeinsame Aspekte der bei der Dauerbeobachtung gewonnenen Ergebnisse

Es hat sich gezeigt, daß die anhand der Quellgruppendiagramme (Fig. 47 - 50) vorgenommene Untergliederung in Karst-, Dolomit-, Mischwässer und in solche mit höherer Nichtkarbonathärte auch hinsichtlich des jeweils typischen jahreszeitlichen Verhaltens berechtigt ist. Nicht nur nach der mittleren Ergiebigkeit, auch bezogen auf die Größe der Schüttungsschwankungen der einzelnen Quellgruppen werden Gemeinsamkeiten und charakteristische Unterschiede herausgestellt (Fig. 49).

Auch die jahreszeitliche Variabilität der Mineralisierung (GH und NKH) und des Ca/Mg-Verhältnisses kann die Gruppenbildung bestätigen (Fig. 48). Parallel dazu zeigen sich Gemeinsamkeiten hinsichtlich der Größe des Rezentwasseranteiles (Fig. 96). Da dieser Parameter gleichsam ein Ausdruck für den Durchmischungsgrad ist, ergibt sich eine hohe signifikante Korrelation mit den Schwankungsziffern bzw. Variabilitäten sämtlicher dauerbeobachteter Quellen (Tab. 34 und 35).

Man erkennt, daß höhere und geringere Rezentwasserkomponenten auch durch höhere bzw. niedrigere Q-, GH-, NKH- und Wasserstoffionenkonzentrationsschwankungen (pH-Wert) bzw. Variabilitäten wiedergegeben werden.

Diese Gemeinsamkeiten hinsichtlich des hydrochemischen Ganges werden nur zu einem geringen Teil durch Schwankungen des Ca/Mg-Verhältnisses bestätigt, stehen jedoch in keiner signifikanten Beziehung mit den Schwankungen des Quellwasser-Temperaturverlaufes. Man sieht, daß einerseits bei Karstquellen die infiltrierten Wässer

Tab. 34:

Schwankungsziffern u. Variabilitäten in korrelativer Beziehung zur Rezentwasserkomponente:

	Rezentwasseranteil	Schüttungs=	Gesamthärte=	Nichtkarbonathärte=	Ca/Mg Verhältnis -			
	n = 20	Schwankung Variabil.	Schwankung Variabil.	Schwankung Variabil.	Schwankung Variabil.			
H 4	15.00	350.00	1.38	8.57	2.14	20.52	1.08	2.60
R 1	7.70	5.31	1.25	6.32	2.41	22.84	1.17	4.56
T 6	14.10	7.35	1.34	7.69	1.96	14.93	1.13	2.15
R 10	7.20	28.89	1.14	2.93	1.92	17.42	1.04	1.35
R 18	4.40	24.17	1.08	1.80	2.05	16.06	1.11	2.13
Gst 1	4.50	11.43	1.12	2.38	1.61	12.60	1.08	2.11
ME 6	4.10	6.36	1.11	2.94	1.51	12.33	1.04	.87
T 16	5.90	5.33	1.49	6.71	2.00	15.92	1.07	1.64
Ri 6	2.70	1.40	1.06	1.90	1.88	14.78	1.02	.56
M 18	.90	2.05	1.03	.76	2.51	15.75	1.07	1.26
Gst 2	5.20	3.59	1.12	4.55	1.92	16.47	1.06	1.44
Gst 3	6.20	13.33	1.11	2.38	1.76	14.02	1.04	.83
Gst 5	6.50	5.83	1.12	2.76	1.84	12.81	1.02	.65
M 28	10.00	9.04	1.20	5.36	2.26	20.82	1.03	.88
G 2	2.70	4.89	1.06	1.48	1.41	9.67	1.05	1.13
T 2	5.00	1.90	1.12	3.30	1.44	12.78	1.04	1.21
M 13	17.90	25.56	1.75	12.54	5.12	37.15	1.04	1.27
T 4	5.20	3.48	1.12	3.32	1.49	12.48	1.04	.78
Ri 21	12.20	1.80	1.36	9.90	1.66	15.99	1.11	2.98
Schdl 8	14.10	26.47	1.42	15.12	2.12	30.35	1.09	2.98

s = 4.7115 s = 76.5423 s = 35.0052 s = .1838 s = 3.9141 s = .7866 s = 6.5598 s = .0395 s = 1.0053
 7.575 27.159 56.962 1.219 5.135 2.050 17.284 1.066 1.676
 v = 62.193 v = 281.830 v = 61.453 v = 15.081 v = 76.217 v = 38.363 v = 37.951 v = 3.704 v = 59.994

R : Q_{Schw.} R : Q_{Var.} R : GH_{Schw.} R : GH_{V.} R : NKH_{Schw.} R : NKH_{V.} R : %Ca_{Schw.} R : %Ca_{V.}
 r = .4178 r = .5408 r = .3435 r = .8874 r = .5546 r = .7388 r = .2695 r = .3942
 T = .1845 T = .1582 T = .0645 T = .0475 T = .1548 T = .1015 T = .2073 T = .1888

Sicherungsverhältnishescheinlichkeit bei n=20: P_{95%}:r=0,444 P_{99%}:r=0,561 P_{99,9%}:r=0,679

ZEICHENERKLÄRUNG: s = Standardabweichung; v = Variabilität; r = Korrelat.-Koeff.; T = ± Toleranz

Tab. 34: Fortsetzung

	Temperatur=	pH-Wert
	Schwankung Variabil.	Schwankung
II 4	1.16	4.93
R 1	1.03	2.47
T 6	1.07	1.51
R 10	1.06	1.35
R 18	1.04	.84
Gst 1	1.14	2.90
ME 6	1.11	3.16
T 16	1.67	18.20
Rt 6	1.08	2.52
M 18	1.02	.56
Gst 2	1.06	1.08
Gst 3	1.07	1.74
Gst 5	1.30	9.38
M 28	1.33	7.36
G 2	1.01	.46
T 2	1.10	2.93
M 13	1.14	3.70
T 4	1.05	1.46
Ri 21	1.02	.64
Schdl 8	1.14	4.63

	s =	v =	R : T _{Schw.}	R : T _{Var.}	R : pH _{Schw.}
	.000	.000	.000	.000	.000
	.1518	4.1448	.0081		
	1.132	3.591	1.013		
	v = 13.406	v = 115.424	v = .301		
	r = .0965	r = .1027	r = .5054		
	T = .2215	T = .2212	T = .1664		

Sicherungswahrscheinlichkeit bei n=20:

ZUFICHENBERKLÄRUNG: s = Standardabweichung; v = Variabilität; r = Korrelat.-Koeff.; T = Toleranz

Tab. 35: Die internen korrelat. Beziehungen:

	GH _{Schw.}	GH _{Var.}	NKH _{Schw.}	Ca/Mg _{Schw.}	Q _{Schw.}
	n = 20				
	1.38	8.57	2.14	1.08	350.00
	1.25	6.32	2.41	1.17	5.31
	1.34	7.69	1.96	1.13	7.35
	1.14	2.93	1.92	1.04	28.39
	1.08	1.80	2.05	1.11	24.17
	1.12	2.38	1.61	1.08	11.43
	1.11	2.94	1.51	1.04	6.36
	1.49	6.71	2.00	1.07	5.33
	1.06	1.90	1.38	1.02	1.40
	1.03	.76	2.51	1.07	2.05
	1.12	4.55	1.92	1.06	3.59
	1.11	2.38	1.76	1.04	18.33
	1.12	2.76	1.84	1.02	5.83
	1.20	5.36	2.26	1.03	9.04
	1.06	1.48	1.41	1.05	4.89
	1.12	3.30	1.44	1.04	1.90
	1.75	12.54	5.12	1.04	25.56
	1.12	3.32	1.49	1.04	3.48
	1.36	9.90	1.66	1.11	1.80
	1.42	15.12	2.12	1.09	26.47

	s =	v =	GH _{S.} : GH _{Var.}	GH _{S.} : NKH _{S.}	GH _{S.} : %Ca _{S.}	GH _{S.} : Q _{S.}
	.000	.000	.000	.000	.000	.000
	.1838	3.9141	.7866	.0395	.0395	76.5423
	1.219	5.135	2.050	1.066	1.066	27.159
	v = 15.081	v = 76.217	v = 38.363	v = 3.704	v = 281.830	
	r = .8746	r = .6995	r = .2306	r = .2450		
	T = .0525	T = .1141	T = .2117	T = .2101		

P_{95%}:r=0,444 P_{99%}:r=0,561 P_{99,9%}:r=0,679

rasch die Bergtemperatur annehmen. Andererseits sind die Temperaturschwankungen bei gut durchmischten Quellen ja nicht vom Rezentwasserzutritt abhängig, sondern von der Oberflächennähe der unterirdischen Wasserwege.

Die vier internen Korrelationskoeffizienten der Tab. 35 zeigen einerseits, daß die GH-Schwankungsziffern und Variabilitäten der beobachteten Quellen untereinander in hochsignifikanter Abhängigkeit stehen. Die statistische Beweissicherung ergibt damit, daß eine Gruppierung auch bei der Berechnung von nur zwei Extremwerten berechtigt erscheint (Fig. 48).

Andererseits wird beim Vergleich der GH- und NKH-Schwankungsziffern die bereits getroffene Aussage gestützt, daß hohe GH-Schwankungen vor allem durch hohe NKH-Schwankungen hervorgerufen werden, während die KH relativ beständiger bleibt.

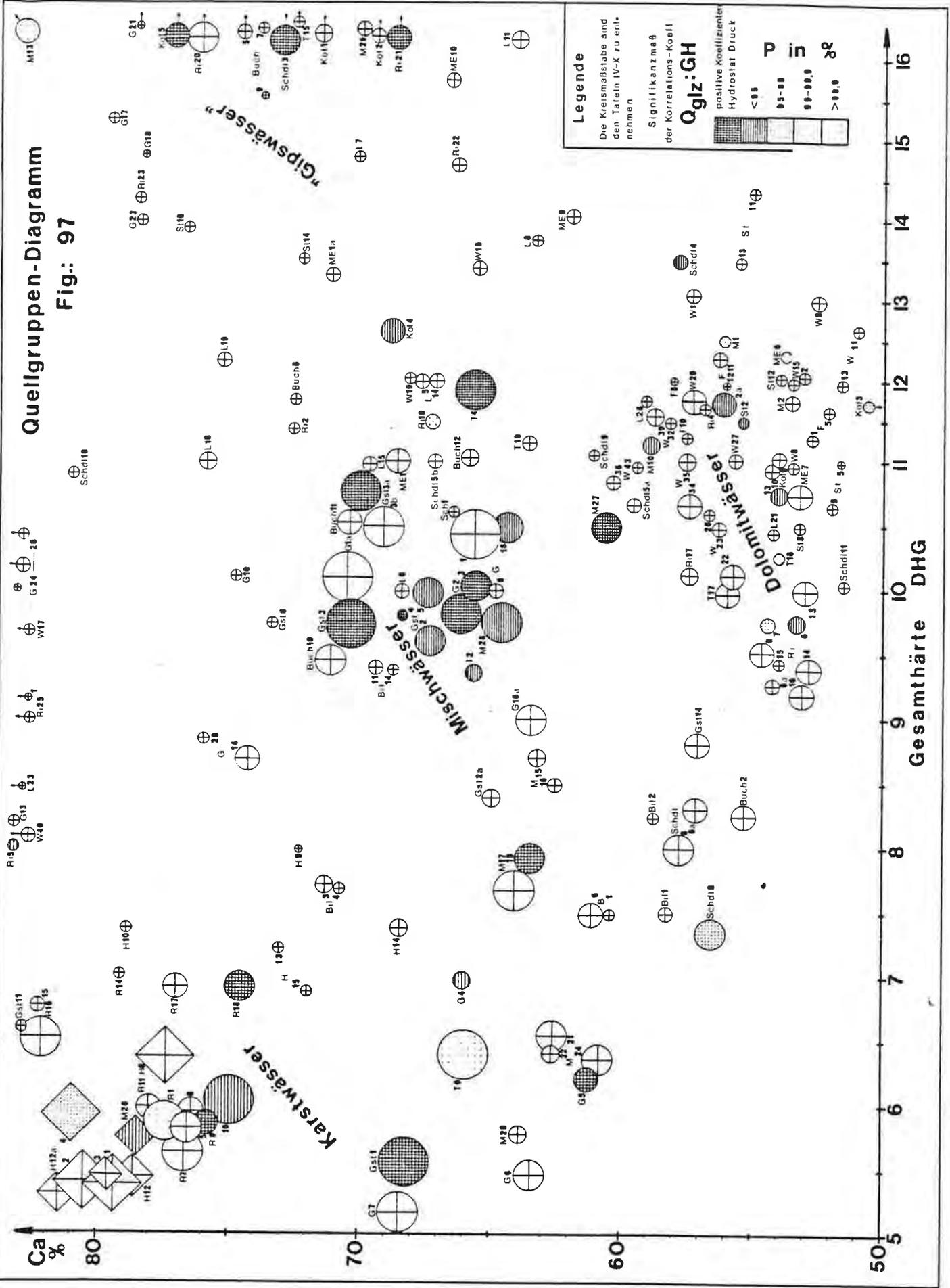
Weniger Einfluß haben die Härteschwankungen auf das Ca/Mg-Verhältnis. Ionenaustauschvorgänge konnten nur bei einigen Karstwasseraustritten in signifikantem Maß beobachtet werden. Im allgemeinen ist die Veränderlichkeit eher gering.

Zuletzt kann gezeigt werden, daß hohe Q-Schwankungen keineswegs immer große Härteschwankungen nach sich ziehen (Tab. 35). Es ist dies obendrein eine Funktion des Durchmischungsgrades bzw. eines eventuell wirksamen hydrostatischen Druckes und der Verweildauer.

Eine einigermaßen typische Gruppierung wird bei der Darstellung der zeitlichen Verzögerung (Korrelationskoeffizient der Beziehung $Q_{glz} : GH$) offenbar (Fig. 97).

Als Einheit erweisen sich die Mischwässer, die entweder auf Grund ihrer guten Durchmischung (M 18, T 2, G 3 und 16) oder wegen des hydrostatischen Prinzips (Gst 2 - 5, M 28 und G 2) nur schwache bzw. positive Koeffizienten zeigen.

Quellgruppen-Diagramm
Fig.: 97



Gesamthärte DHG

10.2. Vergleich der Tritium-Schwankungen mit den hydrochemischen-physikalischen Reihenuntersuchungen

Die drei Quellen, die einer Tritium-Beprobung unterzogen wurden (Fig. 98), können durch ihre ^3H -Schwankungen (Infiltration von Niederschlags-Tritium) die Aussagen, die anhand der Korrelationskoeffizienten und der Rezentwasserkomponenten gemacht wurden, bestätigen.

Das unterschiedliche Verhalten schlägt sich außerdem in der Beziehung der Tritium- zu den hydrochemischen Differenzen nieder. Die am stärksten schwankende Quelle T 6 besitzt auch die größten GH-Differenzen (Fig. 99). Dementsprechend am dichtesten beisammen (um den Wert "0") liegen die von Witterungseinflüssen stärker abgeschirmten Quellen Gst 1 und R 10.

Die langfristig auf meteorologische Ereignisse verzögerte Quelle Gst 1 zeigt die größte Streuung des relativen Ca-Anteiles (Fig. 100). Die ausklingende Schneeschmelze (Messung im April und Juli 1974) bewirkte sowohl eine ^3H -Zunahme (frühsommerliche Niederschlagsinfiltration), als auch eine % Ca-Umstrukturierung (Anreicherung von Ca-reichen jüngeren Komponenten auf Grund der ergiebigen Regenfälle in der infiltrationsgünstigen Jahreszeit).

Die rasch reagierende Kaswasserquelle T 6 zeigt einerseits durch die Angleichung an das Niederschlags-Tritium im Sommer die größten ^3H -Differenzen, andererseits trugen die ausgiebigen Sommerregen dazu bei, daß sich die Mineralisation im Vergleich zur Schneeschmelze nur unwesentlich änderte (Differenz -0,7 %Ca; auch beträgt die GH-Differenz lediglich -0,2 DHG).

Fig. 98: Histogramm der TRITIUM - Werte von
 im April 1974
 Juli 1974
 August/Sept. 1974

gezogenen Proben der Quellen T6, R10, Gst1

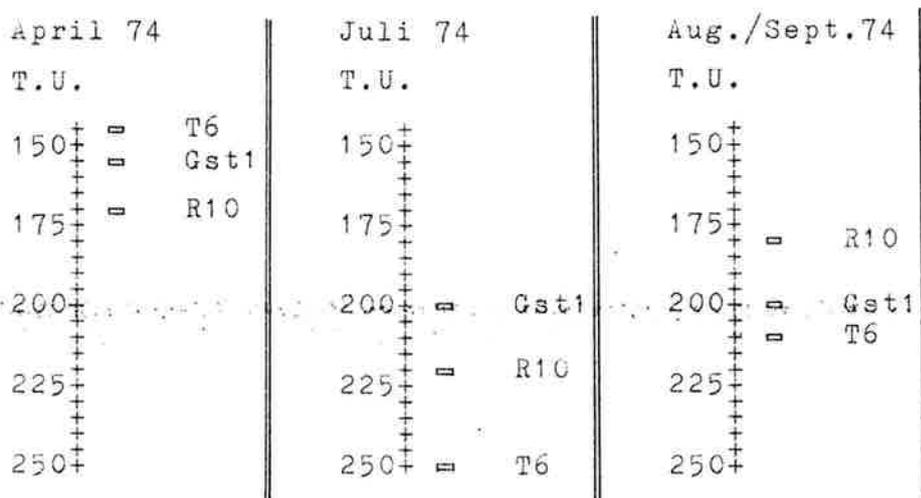


Fig. 99: Die Differenzen der Tritiumkonzentrationen
und Gesamthärtegrade

der Quellen T6, R10, Gst1
zwischen April 74 & Juli 74 und zwischen Juli 74 & Aug./Sept.74

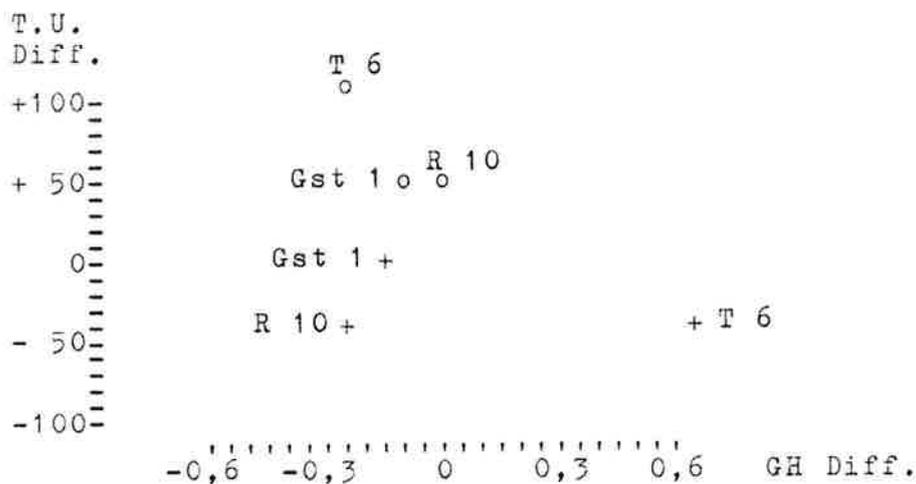
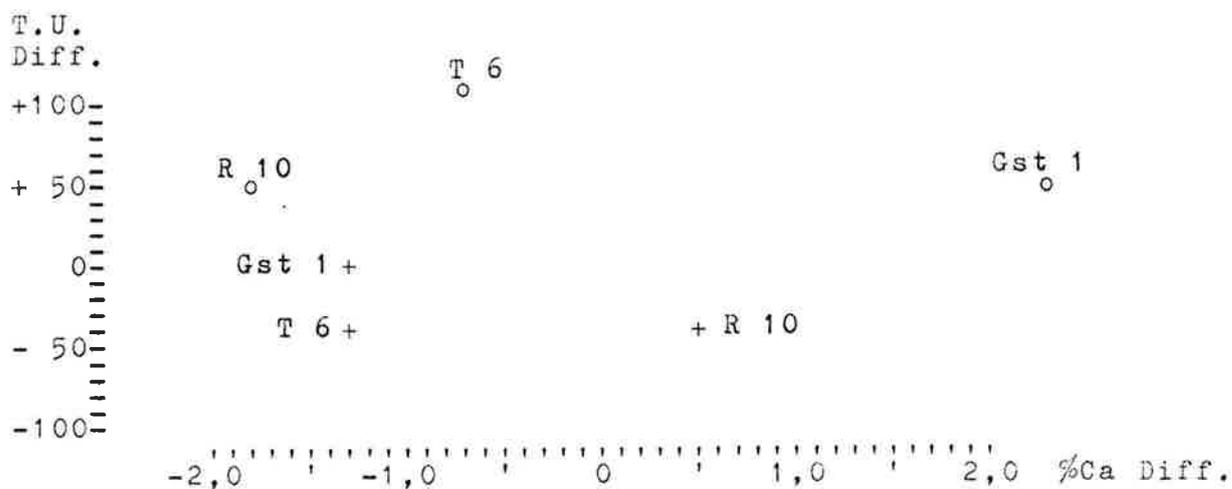


Fig. 100: Die Differenzen der Tritiumkonzentrationen
und Ca/Mg - Verhältnisse



Die geringe Infiltration während der niederschlagsarmen und verdunstungswirksamen Hochsommermonate (Juli - September 1974) führte natürlich zu einer starken Erhöhung der Härtebildner (GH-Differenz: +0,6 DHG) und relativen Magnesium-Anreicherung (-1,3 %Ca-Differenz) bei der Quelle T 6.

10.3. Gesamtausmaß des durch die Korrosion geleisteten Abtrags

Da die Kubatur des Lösungs-Gesamtabtrags eine Funktion zweier Parameter (Mineralisation und Jahresabfluß) ist, erübrigt sich die Darstellung in einem Quellgruppendiagramm. Dagegen gibt die kartographische Grundrißdarstellung wertvolle Aufschlüsse über die Bereiche mit besonders intensiver Korrosionsleistung (Tafel VIII). Es fällt auf, daß die Zone des Gesäuseausganges (Hieflau) und die Gesäusehochalpen überhaupt von einer massiven unterirdischen Aushöhlung und Abtragung betroffen sind.

Auf das Konto allein der dauerbeobachteten Quellen ging in einem Jahr der Abtransport von 3.600 Tonnen Gestein (das entspricht etwa einem Hohlraumvolumen von 1.348 m^3). In diesem Zusammenhang wird die eingangs diskutierte Entstehung ganzer Talschaften plausibel (Kap. 4.4.2.), wenn man dabei noch den Faktor Zeit einkalkuliert. Bei den derzeitigen Verhältnissen sind für die Lösung von 1 Kubikkilometer (!) - über das gesamte Einzugsgebiet der beobachteten Quellen - knapp eine dreiviertel Million Jahre (742.000 Jahre) erforderlich, was nicht einmal dem vergangenen Zeitabschnitt seit dem Ältestpleistozän entspricht.

Nach einem kurzen Überblick über die hydrogeologische Wertigkeit der im Arbeitsgebiet vertretenen Gesteine wird auf die tektonischen Verhältnisse eingegangen. Im Zuge der Darlegung der Deckensysteme wird die Auswirkung der Schrägstellung bezogen auf die Entwicklung des unterirdischen Entwässerungsmechanismus hervorgehoben.

Bei der Interpretation der Gesäusestörung (Admonter Linie) muß K.H. BÜCHNER (1970, 87) der Vorzug gegeben werden. Dieser ist mit O. AMPFERER (1935, 81) der Auffassung, daß es sich dabei um eine vertikale tektonische Linie handelt, die vorgosauisch angelegt wurde, doch ihre größte Sprunghöhe erst nachgosauisch erreicht haben dürfte. In diesem Zusammenhang erfolgte durch einseitige Kippung die Schrägstellung der Dachsteinkalkplatte, was - bezogen auf das Gosaubecken von Gams - die Ursache für das Zurückbleiben in der Hebung zu sein scheint.

An diesen tektonischen Bauplan knüpft die Entwicklung des Gewässernetzes gemeinsam mit karsthydrologischen Prozessen an: Nach Inaktivierung der konsequenten Entwässerungsrichtung zur Zeit der ausgehenden Augensteinlandschaft durch beginnende Hebungsakte erfolgte - von der lokalen Erosionsbasis des Gosaubeckens von Gams gesteuert - ein unterirdisch vorbereiteter, sukzessive fortschreitender Einbruch in das alte Flußnetz.

Nach und nach wurden der Hartelsgraben, die Ennseck - Eggeralm - Richtung, der Johnsbach und schließlich die bis dahin über den Buchauer Sattel fließende Enns durch korrosiv vorbereitete Anzapfung der Längstalrichtung (Gesäuse) tributär (J. ZÖTL 1961, 159).

In Zusammenhang mit den hydrochemischen Untersuchungen konnte anhand des rezent geleisteten Lösungs-Gesamtabtrages die geschilderte Karstgenese plausibel gemacht werden.

Da das vorhandene klimatologische Beobachtungsmaterial für eine Wasserhaushaltsberechnung - durch den Mangel an repräsentativen Höhenstationen - nicht ausreicht, wurde auf andere Verfahren zurückgegriffen (H.KREPS 1955 und F.STEINHAUSER 1965). Es konnte dabei gezeigt werden, daß die starke Zerschneidung und die nahezu geschlossene Bewaldung für einen höheren Abflußfaktor als 50 % (im Mittel für das Gesamtgebiet) abträglich ist.

Die Bedeutung der Schneeverhältnisse für den Wasserhaushalt wird anhand der Gebietskurven zahlreicher Parameter betont (prozentueller Anteil der Winterniederschläge an den Sommerniederschlägen; Beginn und Ende der Schneebedeckung und Winterdecke; Zahl der Tage mit Schneebedeckung, Winterdecke und Schneefall; prozentueller Anteil der Winterdecke an der Schneebedeckung; Schneeintensität; Schneekoeffizient; Summe der Neuschneehöhen und mittlere maximale Schneehöhe).

Im speziellen hydrogeologischen Teil wurde versucht, eine eventuelle Niveaugebundenheit der Quellaustritte herauszufinden. Dazu war es notwendig, die relative Höhe von - nicht staubedingten - Quellen über der rezenten Vorflut zu berechnen. Das Ergebnis wurde in Häufigkeitsdiagrammen graphisch dargestellt.

Dabei kristallisierten sich eindeutig drei bevorzugte Höhenlagen über der rezenten Erosionsbasis (Enns) heraus:

- 0 - 40 m gebunden an die derzeitige Vorflut der Enns;
- 100 - 140 m eingestellt auf den präglazialen Talboden (A.PENCK und E.BRÜCKNER 1909, 232 und D.v.HUSEN 1967, 257);
- 240 - 260 m Niveau des Jungtertiärs, welches örtlich noch heute hydrologisch wirksam ist.

Die Quellgruppen-Gliederung erfolgt nach neuen Gesichtspunkten, nachdem die Vorteile und Nachteile der Darstellung in Dreiecksdiagrammen diskutiert wurden. Die nunmehr konstruierten Quellgruppendiagramme berücksichtigen nicht nur die hydrochemische Beschaffenheit auch in absoluten Größen, sondern gestatten gleichzeitig eine Klassifikation der physikalischen Eigenschaften der Austritte (nach Temperatur, Schüttung und Schwankungsziffer bzw. Rezentwasseranteil und Verzögerung).

Es hat sich bei der Interpretation der Ergebnisse, die bei der Dauerbeobachtung an 20 typischen Quellen gewonnen wurden, gezeigt, daß die anhand der Quellgruppendiagramme vorgenommene Untergliederung in Karst-, Dolomit-, Mischwässer und in solche mit höherer Nichtkarbonathärte auch hinsichtlich des jeweils typischen jahreszeitlichen Verhaltens berechtigt ist. Nicht nur nach der mittleren Ergiebigkeit, auch bezogen auf die Größe der Schüttungsschwankungen der einzelnen Quellgruppen werden Gemeinsamkeiten und charakteristische Unterschiede herausgestellt.

Auch die jahreszeitliche Variabilität der Mineralisierung (GH und NKH) und des Ca/Mg-Verhältnisses kann die Gruppenbildung zumindest nach zwei Kriterien bestätigen. Parallel dazu zeigen sich Gemeinsamkeiten hinsichtlich der Größe des Rezentwasseranteiles. Da dieser Parameter

gleichsam ein Ausdruck für den Durchmischungsgrad ist, ergibt sich eine hohe signifikante Korrelation mit den Schwankungsziffern bzw. Variabilitäten

$$v = \frac{\text{Standardabweichung} \cdot 100}{\text{Mittelwert}}$$

sämtlicher dauerbeobachteter Quellen.

Außerdem konnte durch Standardisierung der physiko-chemischen Jahresganglinien der einzelnen Quellen und durch gleichzeitige und phasenverschobene Korrelation der Reihen ein Ausdruck für die Witterungsbeeinflussung und das Durchmischungsvermögen gefunden werden. In Verbindung mit diesen statistischen Berechnungen war es möglich, die anhand der Tritiumbeprobungen an 3 Quellen festgestellten Unterschiede zu quantifizieren und auf die mittlere Verweildauer der Wässer zu schließen.

Bei der Bildung interner Vergleiche (Q zu GH, GH zu NKH, Q zu NKH, Q zu %Ca) konnte durch die Aussagekraft der Korrelationskoeffizienten bei den Karstwasseraustritten einerseits der Verdünnungseffekt (bei gleichzeitiger Variation) durch hohes negatives Signifikanzniveau nachgewiesen werden; andererseits war es möglich, bei den meisten Austritten die jahreszeitliche Schwankung des Ca/Mg-Verhältnisses dahingehend zu interpretieren, daß Ionenaustauschvorgänge bei Verdünnung (Niederschlagsinfiltration) zu einer relativen Calciumanreicherung führen.

Ebenfalls konnten die Beziehungen GH zu NKH und Q zu NKH bei Quellen mit großer Nichtkarbonathärte (Gipswässer) untersucht und der Nachweis erbracht werden, daß mit zunehmender Mineralisierung vor allem die NKH zunimmt und bei Verdünnung vor allem die NKH reduziert wird. Die Karbonathärte verhält sich also "beständiger". Durch die stärker schwankende NKH wird in erster Linie auch die GH betroffen. Eine prozentuelle Abnahme der

Sulfat-Äquivalente, die mit einem Rückgang der Mineralisierung korrespondierte, konnte bei Reihenuntersuchungen an Gasteiner Kaltwässern ebenfalls festgestellt werden (C.JOB und J.ZÖTL 1969, 77f).

Weiters konnte mit Hilfe der Aussagekraft des Korrelationskoeffizienten durch mehrere Variationen mit dem Computer eine zeitliche phasenhafte Verzögerung in der Art eines Nachlaufens der Mineralisation (z.B. Verdünnung) mit einer vorhergehenden Schüttungserhöhung errechnet werden. Dazu wurden die hydrochemischen Jahresganglinien bis maximal 4 Perioden (= ca. 2 Monate) mit dem Schüttungsgang verglichen. Es zeigte sich vornehmlich bei den Mischwässern, daß das Abflußverhalten durch einen hydrostatisch geprägten Mechanismus gesteuert wird.

Die Berechnung der Menge (Tonnen, Kubikmeter) des jährlich geleisteten Lösungs-Gesamtabtrages - anhand der Mittelwerte der chemischen Analysen und der Jahresgesamtabflußmenge ermittelt - erbrachte recht beträchtliche Dimensionen. Demnach ging auf das Konto allein der dauerbeobachteten Quellen in einem Jahr der Abtransport von 3.600 Tonnen Gestein (das entspricht etwa einem Hohlraumvolumen von 1.348 m^3).

L I T E R A T U R

- ALEKIN A., Grundlagen der Wasserchemie. VEB Leipzig 1962, 260 S.
- AMPFERER O., Über das Verhältnis vom Aufbau und Abtrag in den Alpen. Jb. Geol. B.A. 1923, 121-137.
- AMPFERER O., Beiträge zur Glazialgeologie des Enns- und Ybbstales. Die Eiszeit. Leipzig 1924, 1.Bd. 1.Heft, 36-46.
- AMPFERER O., Über größere junge Formänderungen in den Nördlichen Kalkalpen. Ztschr. f. Geom. 1926. Bd. 1.
- AMPFERER O., Über das Bewegungsbild der Weyrer Bögen. Jb. Geol. B.A. 1931, 237-304.
- AMPFERER O., Geologischer Führer für die Gesäuseberge. Geol. B.A. Wien 1935, 178.
- BATSCHKE H. et al., Kombinierte Karstwasseruntersuchungen im Gebiet der Donauversickerung in den Jahren 1966-69. Steir. Beitr. z. Hydr. 1970, 5-165.
- BATSCHKE H., Karsthydrologische Untersuchungen. Geologica Bavarica. München 1971, 132-166.
- BAUER F., Kalkabtragungsmessungen in den österreichischen Kalkhochalpen. Erdkunde 1964, 95-102.
- BAUER F., Karsthydrologische Untersuchungen im Schneeealpenstollen in den steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen. Steir. Beitr. z. Hydrogeol. 1969, 193-214.
- BAUER F., Aufgaben der karsthydrologischen Forschung in Österreich. Mitt.-Blatt d. Hydrogr. Dienstes in Österr. Wien 1970. Sonderdruck aus Österr. Wasserwirtschaft 1970, 127-138.
- BAUMANN F., Zur Hundertjahrfeier der Ennsregulierung von Mandling bis zum Gesäuseeingang. Festschr. 100 Jahre Ennsreg. Wien 1960, 29-34.

- BERNHART L. et al., Generalplan der Wasserversorgung Steiermarks. Ber. d. wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung. Amt d. Stmk. Landesregierung Graz 1974, 206 S.
- BÖGLI A., Kalklösung und Karrenbildung. Z.f. Geom. Suppl. Bd.2, 1960, 4-21.
- BÖGLI A., Die Kalkkorrosion, das zentrale Problem der unterirdischen Verkarstung. Steir. Beitr. z. Hydrogeol. 1963/64, 75-90.
- BÖGLI A., Mischungskorrosion - Ein Beitrag zum Verkarstungsproblem. Erdkunde 1964, 83-92.
- BÖGLI A. und FRANKE H.W., Leuchtende Finsternis, Kümmerly & Frey Geogr. Verlag Bern, 1965, 91 S.
- BRANDAUER H., Die "Schubmasse" im Raume von St.Gallen. Verh. Geol.B.A. 1955, 264-267.
- BRANDECKER H., MAURIN V. und ZÖTL J., Hydrogeologische Untersuchungen und baugelogeologische Erfahrungen beim Bau des Dießbach-Speichers (Steinernes Meer). Steir. Beitr. z. Hydrogeol. 1965; 67-111.
- BRINKMANN R., Abriß der Geologie, I. Bd. Allgemeine Geologie. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart 1967, 268 S.
- BRÜCKNER E., Alte Züge im Landschaftsbild der Ostalpen. Ztschr. Ges. f. Erdkunde 1923, 95-104.
- BÜCHNER K.H., Geologie der nördlichen und südwestlichen Gesäuse-Berge (Ober-Steiermark, Österreich). Diss. d. nat.- wiss. Fak. der Philipps - Universität Marburg/Lahn 1970, 118 S.
- BÜCHNER K.H., Ergebnisse einer geologischen Neuaufnahme der nördlichen und südwestlichen Gesäuseberge (Ober-Steiermark, Österreich). Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 22. Bd. 1973, 71-94.
- CEHAK K., Über Korrelationen zwischen Niederschlagssummen in verschiedenen Flußeinzugsgebieten im Donauraum und mit dem Donaudurchfluß bei Wien. Österr. Wasserwi. 1973, 152-156.
- CLAR E., Geologisches vom Ennskraftwerk Altenmarkt. Österr. Wasserwirtschaft 13, 5/6, 1961, 117-123.
- CORBEL J., Érosion en terrain calcaire (Vitesse d'érosion et morphologie). Annales de Géographie 1959, 97-120.

- DIEM K., Österreichisches Bäderbuch. Verlag Urban und Schwarzenberg Berlin - Wien 1914, 816 S.
- DINÇER T. et al., Das Tote Gebirge als Entwässerungstypus der Karstmassive der nordöstlichen Kalkhochalpen (Ergebnisse von Isotopenmessungen). Steir. Beitr. z. Hydrogeol. 1972, 71-109.
- DONAT J., Zur Entwässerung des Ennstales. Festschr. 100 J. Ennsreg. 1960, 82-84.
- FISCHER E. und SPAUN G., Baugeologische Einsichten in den Ennsabschnitt Hieflau - Altenmarkt. Österr. Wasserwirtschaft, Heft 7/8, 1965, 191-197.
- FLIRI F., Statistik und Diagramm. Das Geogr. Seminar. Braunschweig 1969, 82 S.
- FRIEDRICH W., Das Klima des Ennsgebietes. Österr. Wasserkraftkataster Enns, Wien 1950.
- GEYER G., Zur Morphologie der Gesäuseberge. Begleitworte zur Karte der Gesäuseberge. Ztschr. d. D. u. ÖAV 1918, 1-32.
- GEYH M.A. und MAIERHOFER J., Der natürliche Carbon¹⁴- und Tritium Gehalt der Wasser. Steir. Beitr. z. Hydrogeol. 22. Graz 1970, 63-81.
- GÖTZINGER G., Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen. Mitt. d. Österr. Geogr. Ges. 1913.
- HACKER P., Beiträge zur Hydrologie des Passailer Beckens und seiner Umräumung. Diss. Graz 1972, 267.
- HACKER P., Ergebnisse hydrologischer Untersuchungen und Messungen der Umweltisotope im Einzugsgebiet des Passailer Beckens (Mittelsteiermark). Steir. Beitr. z. Hydrogeol. 1973, 139-182.
- HALBFASS W., Niederschlag und Abfluß. Pet. Mitt. 76, 130, 285 S.
- HASELOFF O.W. und HOFFMANN H.J., Kleines Lehrbuch der Statistik. Berlin 1968 Walter de Gruyter und Co, 320 S.
- HASERODT K., Untersuchungen zur Höhen- und Altersgliederung der Karstformen in den nördlichen Kalkalpen. Kallmünz, Regensburg, Lassleben 1965. Münchner geogr. Hefte 27. 1966 K4484. UB: I 258767 27, 114 S.

- Häufigkeiten der Niederschlags- und Schneehöhen, Lufttemp. und Trockenperioden in Österreich im Zeitraum 1961-70. HZB Wien 1972, Beiträge zur Hydrographie Österreichs Heft Nr. 42.
- HESS H. und PICHL E., Gesäuseführer. Holzhausen-Wien. 1966, 387 S.
- HÖLL K., Untersuchung, Beurteilung, Aufbereitung von Wasser. Berlin 1970, 423 S.
- HÖTZL H., Die Hydrogeologie und Hydrochemie des Einzugsgebietes der obersten Donau. Steir. Beitr. z. Hydrogeol. 1973, 5-102.
- HUSEN D.v., Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. Mtt. Ges. Geol. und Bergbaustud., Bd. 18, 1967, 249-286.
- IAEA, Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology. Technical Reports Series 91, Wien 1968, 214 S.
- JOB C. und MUTSCHLECHNER G., Hydrochemische Untersuchungen im Wettersteinkalk und im Hauptdolomit des Karwendelgebirges. Ber. nat.-med. Ver. Innsbruck. Bd 57, 1969, 19-38.
- JOB C. und ZÖTL J., Zur Frage der Herkunft des Gasteiner Thermalwassers. Steir. Beitr. z. Hydrogeologie 1969, 51-115.
- JOB C., Die Verwendung atmosphärischen Tritiums und anderer Radionuklide zu hydrologischen Untersuchungen. Steir. Beitr. z. Hydrogeol. 1970, 215-230.
- JOB C. und MAIRHOFER J., Der Tritiumgehalt der Kalt- und Warmwässer im Gasteiner Raum. Steir. Beitr. z. Hydrogeol. 1970, 167-188.
- JOB C. und SCHEMINZKY F., Der Kaltwasseranteil in den Thermalquellen von Badgastein. Steir. Beitr. z. Hydrogeol. 1973, 117-126.
- KLIMPT H., Erlauf, Ötscher und Salza. Festschr. f. J. Sölch. Wien 1951, 59-76.
- KOLLMANN H., Stratigraphie und Tektonik des Gosaubeckens von Gams, mit Beiträgen von A.PAPP und G.WOLETZ Jb. Geol. B. A. 1964, 71-159.
- KREPS H., Die mittleren Jahresabflußhöhen in der Steiermark und die Methodik ihrer theoretischen Ermittlung. Österr. Wasserwirtschaft 7, 1, Wien 1955, 9-14.

- KREPS H., Klima und Hydrographie des Ennstales. Festschr. 100 J. Ennsreg. Wien 1960, 17-22.
- LECZFALVY S., Über die unterirdische Wasserspeicherung. Österr. Wasserwirtschaft, Jg 16, 1964, 87-95.
- LINDER A., Statistische Methoden für Naturwissenschaftler, Mediziner und Ingenieure. Stuttgart 1964, 484 S.
- MAURIN V. und ZÖTL J., Der Andritzursprung. Steir. Beitr. z. Hydrogeol. 1972, 111-137.
- MOOSBRUGGER, Die Arbeiten der Enns - Studienkommission. Festschr. 100 J. Ennsregulierung. Wien 1960, 34-39.
- MOOSBRUGGER und WENZL, Ennsregulierung, Entwicklung, Ausbau und Erhaltung. Festschr. 100 J. Ennsregulierung. Wien 1960, 39-51.
- MOSER H. und STICHLER W., Die Verwendung des Deuterium- und Sauerstoff¹⁸-Gehaltes bei hydrologischen Untersuchungen. Geologica Bavarica. München 1971, 7-35.
- Niederschlagsverhältnisse in Österreich, im Zeitraum 1901-1950. Teil II (Donaugeb. unterhalb d. Inn). Wien 1952, 229 S.
- Niederschläge, Schneeverhältnisse, Luft- und Wassertemperaturen in Österreich im Zeitraum 1961-70. Hydrographisches Zentralbüro im BM f.L.F. Wien 1973, 364 S.
- OESTREICH K., Ein alpines Längstal zur Tertiärzeit. Jb. Geol. R. A. 1899, 165-212.
- PENCK A. und BRÜCKNER E., Die Alpen im Eiszeitalter. I. Bd. Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen. Leipzig 1909, 393.
- PLATZL M., Die Grundwasserverhältnisse im mittleren Ennstal. Festschr. 100 J. Ennsregulierung. Wien 1960, 22-29.
- RAUERT W., Über Messungen von Tritium und Kohlenstoff¹⁴ bei hydrologischen Untersuchungen. Geologica Bavarica. München 1971, 36-74.
- ROGLIĆ J., Das Verhältnis der Flußerosion zum Karstprozeß. Z. f. Geom. 1960, 116-128.
- SEEFELDNER E., Zur Altersfrage der Abtragungsflächen in den nördlichen Ostalpen. Mtt.d.Österr.Geogr.Ges. 1933, 128-150.

- SEEFELDNER E., Salzburg und seine Landschaften. Salzburg 1961.
- SEELMEIER H., Der Triebwasserstollen des Ennskraftwerkes Hieflau. Z. Geol. u. Bauwesen 1959. 242-257.
- SIEGENTHALER U. u. ÖSCHGER H. u. TONGIORGI E., Tritium and ^{18}O in Natural Water Samples from Switzerland. Isotope Hydrology. IAEA, Wien 1970.
- SÖLCH J., Die Landformung der Steiermark, Graz 1928, 212.
- SPAUN G., Das Quartär im Ennstal zwischen Hieflau und Altenmarkt. Mitt. Ges. Geol. und Bergbaustud. Wien 1963/64, 149-184.
- SPAUN G., Die geologischen Vorarbeiten und der Sondierstollen des Ennskraftwerkes Landl. Mtt. Geol. u. Bergbaustud. Wien 1967, 341-366.
- SPENGLER E., Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergut. Verh. Geol. R. A. 1918, 130-140.
- SPENGLER E., Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der NKA. Jb. Geol. B. A. 1959, 193-312.
- SWEETING M.M., Some factors in the absolute denudation of limestone terrains. Erdkunde 1964, 92-95.
- SCHARF W., Geologie des Ennstales. Festschr. 100 J. Ennsreg. Wien 1960, 9-17.
- Schneeverhältnisse in Österreich im Zeitraum 1901-50, Teil II. Donaugebiet unterhalb des Inn. HZB. Wien 1952, 82-110.
- SCHNEIDER H., Die Wassererschließung. Essen 1973, 885 S.
- STEINER D., Die Faktorenanalyse. Ein modernes statistisches Hilfsmittel des Geographen für die objektive Raumgliederung und Typenbildung. Geographica Helvetica 1965, 20-34.
- STEINER R., Die Eingliederung der Weyerer Bögen und der Groß Reiflinger Scholle in den Faltenbau des Lünzer-Reichramminger Deckensystems. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 1963/64, 267-298.
- STEINHAUSER F., Neue Karten der Schneeverhältnisse in Österreich. Carinthia II, 24. Sonderheft. Wien 1965, 241-250.

- STEINHÄUSSER H., Gebietsverdunstung und Wasservorrat in verschiedenen Seehöhen Österreichs. Mtt.-Blatt d. Hydr. Dienstes in Österreich. Sonderdruck aus Österr. Wasserwirtschaft 1970, 163-170.
- STINY J., Zur Kenntnis der Quellen. Geologie und Bauwesen 7, 1936.
- STRAKA E., Die Forschungen im Hartelsgraben. Mitt. d. Landesver. f. Höhlenkunde i.d. Stmk. 1972, Heft 3, 68-71.
- STRAKA E., Höhlen am Fuß der Zinödl-Nordabstürze. Mitt. d. Landesver. f. Höhlenkunde i.d. Stmk. 4Jhg. Heft 1, 1975, 21-23.
- STRZYGOWSKI W., Die Einteilung der Ostalpen in Berggruppen und Talschaften. Festschr. f. J.Sölch 1951, 167-183.
- THURNER A., Die tektonische Stellung der Reifflinger Scholle und ähnlicher Gebilde. Mitt. Nat. Ver. f. Stmk 1954, 187-197.
- THURNER A., Morphologie und Tektonik der Nördlichen Kalkalpen. Verh. Geol. B.A. 1955, 154-168.
- TOLLMANN A., Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. Mtt. Ges. Geol. Bergbaustud. 1963, 81-88.
- TOLLMANN A., Analyse der Weyerer Bögen und der Reifflinger Scholle. Mittg. d. Ges. Geol. Bergbaustud. 1963, 89-124.
- TOLLMANN A., Zur Frage der Faciesdecken in den Nördlichen Kalkalpen und zur Einwurzelung der Hallstätter Zone (Ostalpen). Geol. Rdsch. Bd 53, 1964, 153-170.
- TOLLMANN A., Faciesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. Verh. d. Geol. B.A. Sonderheft G, 1965, 103-133.
- TOLLMANN A., Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen 1. Teil: Ostabschnitt. Mttg. d. Geol. Ges. 1966, 231-253.
- TOLLNER H., Niederschlagsverhältnisse auf der Karsthochfläche des Hölleengebirges in Oberösterreich. 1966-68 J. ber. d. Sonnbl. Ver. f. d. Jahre 1968-69, 19-33.
- TORNQUIST A., Das Alter der Tiefenerosion im Flußbett der Enns bei Hieflau. Mtt. Geol. Ges. Wien 1915.

- TOUSSAINT B., Hydrogeologie und Karstgenese des Tennengebirges (Salzburger Kalkalpen). Steir. Beitr. z. Hydrogeol. 1971, 5-115.
- WAKONIGG H., Witterungsklimatologie der Steiermark. Verlag Notring. Wien 1970, 255 S.
- WAKONIGG H., La neve nelle alpi Austriache. Bollettino della Societa' Geografica Italiana. Roma 1973, 151-174.
- Wasserkraftkataster ENNS. Herausgegeben vom BM. f. Handel und Wiederaufbau. Wien 1950.
- WELLACHER E. und KUSCHER H., Bauerfahrungen beim Ennskraftwerk Hieflau der STEWEAG. Österr. Wasserwirtschaft 1961, 142-150.
- WICHE E., Zur Morphogenese der Gesäuseberge. Festschr. f. J. Sölch. Wien 1951, 203-224.
- WIESENER H., Genesis und Speichereigenschaften des alpinen Hauptdolomites. Erdöl, Erdgas Zeitschrift 1968, 434-438.
- WILHELM F., Hydrologie - Glaziologie. Das Geographische Seminar. G. Westermann Verlag 1966, 143 S.
- WINKLER-HERMADEN A., Über Probleme ostalpiner Geomorphologie. Mitt. Österr. Geogr. Ges. 1929, 159-188.
- WINKLER-HERMADEN A., Der geologische Aufbau der Steiermark. Die Steiermark, Land, Leute, Leistung. Graz 1956, 19-27.
- WINKLER-HERMADEN A., Geologisches Kräftespiel und Landformung. Wien 1957, 322 S.
- WOLFRAM E., Geomorphologische Untersuchungen in den Gesäusevorbergen. Diss.-Auszug im Geogr. Jb. Wien 1940, 132-133.
- WROBEL J.P., Abflußspendenvergleiche an süddeutschen Flüssen unter besonderer Berücksichtigung der Geologie ihrer Einzugsgebiete. Geologica Bavarica. München 1971, 242-253.
- ZIMMERMANN U. und ZÖTL J., Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalt von Gasteiner Thermal- und Kaltwässern. Steir. Beitr. z. Hydrogeol. 1971, 127-132.

- ZOJER H. und ZÖTL J., Die Bedeutung von Isotopenmessungen im Rahmen kombinierter Karstwasseruntersuchungen. Österr. Wasserwirtschaft, Heft 3/4, 1974, 62-70.
- ZÖTL J., Methodik und Methoden der Karsthydrologie. Mitt. Österr. Geogr. Ges. 1960, 199-206.
- ZÖTL J., Der politische Bezirk Liezen als Landschaft und Lebensraum. 1960, 112 S.
- ZÖTL J., Die Hydrographie des nordostalpinen Karstes. Steir. Beitr. z. Hydrogeol. Graz 1960/61, Heft 2, 53-183.
- ZÖTL J., Zur Morphogenese des Ennstales. Mitt. Natw. Ver. Stmk. 1961, 155-160.
- ZÖTL J., Fossile Großformen im ostalpinen Karst. Erdkunde 1964, 142-146.
- ZÖTL J., Isotopenmessungen in der Hydrogeographie als Hilfsmittel zur Untersuchung der Klimaschwankungen in der Spät- und Nacheiszeit. Mitt. Nat. Ver. Stmk. 1971, 195-202.
- ZÖTL J., Wässer und Gewässer in der Steiermark (Zur Hydrologie der Steiermark). Steiermark, Land, Leute, Leistung. Graz 1971, 94-141.
- ZÖTL J., Zur Hydrographie des inneralpinen Murgebietes. Geogr. Jahresber. aus Österr.: Festband H. Spreitzer. Geogr. Institut der Univ. Wien 1971, 70-81.
- ZÖTL J., Karsthydrogeologie. Springer Verl. Wien - New York 1974, 291 S.

K A R T E N

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 99 Rottenmann
100 Hieflau

Deutscher und Österreichischer Alpenverein 1924.
Karte der Gesäuseberge. 1:25.000.

AMPFERER O., Geologische Karte der Gesäuseberge.
1:25.000. 1935.

BÜCHNER K.H., Geologische Karte der nördlichen und süd-
westlichen Gesäuseberge. 1:25.000. Mitt. Ges. Geol.
Bergbaustud. 1973.

Geologische Bundesanstalt 1933, Geologische Spezial-
karte der Republik Österreich : Admont und Hieflau,
1:75.000.

STEINHAUSER F., Niederschlagskarte von Österreich für
das Normaljahr 1901-50. HZB. 1:500.000.

STEINHAUSER F., Lufttemperaturkarte von Österreich für
das Jahresmittel des Normaljahres 1901-50. HZB.
1:500.000.

STEINHAUSER F., Karte der Andauer der Schneedecke in
Österreich 1901-50 (Zahl der Tage mit Schneedecke).
Zentralanstalt f. Meteor. und Geodyn. 1:500.000.

STEINHAUSER F., Schneekarte von Österreich. Mittlere
maximale Schneehöhen im Normaljahr 1901-50.
1:500.000.

STEINHAUSER F., Schneekarte von Österreich. Die Summen
der Neuschneehöhen im Normaljahr 1901-50. 1:500.000.

Anschrift des Verfassers: Dr. Walter KOLLMANN
Geologische Bundesanstalt
F.A. Hydrogeologie
Rasumofskygasse 23
A 1031 Wien

A N H A N G

Hydrochemische Vollanalysen der dauerbeobachteten Quellen

Quellkataster mit Wasserbucheintragungen

CHEMISCHE WASSERANALYSE

BEZEICHNUNG DER PROBENSTELLE H 4 Kalkofen
 DATUM 1974 6 4

SCHUETTUNG 45 L/S TEMPERATUR 6.50 GRAD-C
 PH-GEMESSEN 7.55 LEITFAEHIGK. 155 MIKROSIEMENS
 BEI ENTNAHME-TEMP BEI 20 GRAD-C

PH-GLEICHGEW. BERECHNET 8.2
 SAETTIGUNGSINDEX -0.7
 NACH STROHECKER & LANGELIER
 KATIONEN

ANIONEN

	MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%		MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%
NA+	0.1	4.	0.2	CL-	2.2	62.	3.1
K+	0.1	3.	0.1	SO4--	2.6	54.	2.7
CA++	31.0	1547.	80.1	HCO3-	111.0	1819.	91.0
MG++	4.6	379.	19.6	CO3--	0.0	0.	0.0
FE++	0.00	0.0	0.000	NO2-	0.000	0.0	0.000
FE+++	0.00	0.0	0.000	NO3-	4.0	65.	3.2
ZN++	KEINE ANALYSE			F-	KEINE ANALYSE		
AL+++	KEINE ANALYSE						

SUMME 35.800 1932.41 100 % 119.800 1999.78 100 %
 KATIONEN-ANIONEN-DIFFERENZ NACH C. JOB = 0.5
 GESAMTANIONENSTAERKE J = 0.0030

GESAMTMINERALISIERUNG = 155.600 MG/KG

UNDISSOZIIERTE BESTANDTEILE

FREIE KOHLENSAEUERE KEINE ANALYSE
 ZUGEHOEERIGE CO2 1.0 MG/L
 SAUERSTOFF O2 MG/L
 SAUERSTOFFSAETTIGUNG %
 SiO2 WURDE NICHT BESTIMMT

PROZ. CA-ANTEIL DER GH 80.3 %

KATIONENVERHAELTNISSE

NA : K 1.700 NA : LI 0.000 K : LI 0.000
 CA : MG 4.086 CA : SR 65.163 MG : SR 15.949
 FE : MN 0.000 FE : ZN 0.000 FE : AL 0.000
 (NA+K) : LI 0.000 (CA + MG) : SR 81.112
 (NA+K) : (CA+MG) 0.004

ANIONENVERHAELTNISSE

CL : SO4 1.146 CL : NO3 0.962 CL : F 4.211
 HCO3 : CL 29.314 HCO3 : SO4 33.604 HCO3 : F 123.437
 NO3 : NO2 0.000 NO3 : PO4 0.000 NO3 : F 4.378

KATIONEN-ANIONENVERHAELTNISSE

CA : CL 24.928 NA : (HCO3+CO3) 0.002
 POS. BASEN-AT-I 0.889 NE. BASEN-AT-I 0.028
 SAR 0.004 (NA+K) : CL 0.111
 (NA-CL) : SO4 -1.066 (CL - NA) : MG 0.152

GESAMTHAERTE 5.46 DHG
 KARBONATHAERTE 5.09 DHG
 NICHTKARBONATH 0.36 DHG

BERECHNUNG DURCH Progr. -ID HYDROC CODIERT VON DR. W. KOLLMANN
 GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT WIEN F.A. HYDROGEOLOGIE

C H E M I S C H E W A S S E R A N A L Y S E

BEZEICHNUNG DER PROBENSTELLE R 1 Unteres Rohr
DATUM 1983 6 22

SCHUETTUNG 20 L/S TEMPERATUR 7.10 GRAD-C
PH-GEMESSEN 7.55 LEITFAEHIGK. MIKROSIEMENS
BEI ENTNAHME-TEMP BEI 20 GRAD-C

PH-GLEICHGEW BERECHNET 8.2
SAETTIGUNGSINDEX -0.6
NACH STROHECKER & LANGELIER

K A T I O N E N

A N I O N E N

	MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%		MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%
NA+	0.2	11.	0.5	CL-	0.8	23.	1.1
K+	0.3	8.	0.4	SO4--	3.8	79.	3.8
CA++	33.0	1647.	77.2	HCO3-	114.4	1875.	91.1
MG++	5.7	469.	22.0	CO3--	0.0	0.	0.0
FE++	0.00	0.0	0.000	NO2-	0.000	0.0	0.000
FE+++	0.00	0.0	0.000	NO3-	5.0	81.	3.9
ZN++	KEINE ANALYSE			F-	KEINE ANALYSE		
AL+++	KEINE ANALYSE						

SUMME 39.250 2134.38 100 % 124.000 2057.12 100 %

KATIONEN-ANIONEN-DIFFERENZ NACH C. JOB = -0.6

GESAMTIONENSTAERKE J = 0.0032

GESAMTMINERALISIERUNG = 163.250 MG/KG

UNDISOZIIERTE BESTANDTEILE

FREIE KOHLENSAEURE KEINE ANALYSE
ZUGEHOEERIGE CO2 1.1 MG/L
SAUERSTOFF O2 MG/L
SAUERSTOFFSAETTIGUNG %
SIO2 WURDE NICHT BESTIMMT

PROZ. CA-ANTEIL DER GH 77.8 %

KATIONENVERHAELTNISSE

NA : K	1.417	NA : LI	0.000	K : LI	0.000
CA : MG	3.510	CA : SR	0.000	MG : SR	0.000
FE : MN	0.000	FE : ZN	0.000	FE : AL	0.000
(NA+K) : LI	0.000	(CA + MG) : SR	0.000		
(NA+K) : (CA+MG)	0.009				

ANIONENVERHAELTNISSE

CL : SO4	0.285	CL : NO3	0.280	CL : F	6.125
HCO3 : CL	83.084	HCO3 : SO4	23.696	HCO3 : F	508.873
NO3 : NO2	0.000	NO3 : PO4	0.000	NO3 : F	21.889

KATIONEN-ANIONENVERHAELTNISSE

CA : CL	72.976	NA : (HCO3+CO3)	0.006
POS. BASEN-AT-I	0.178	NE. BASEN-AT-I	0.002
SAR	0.011	(NA+K) : CL	0.822
(NA-CL) : SO4	-0.148	(CL - NA) : MG	0.025

GESAMTHAERTE 5.92 DHG
KARBONATHAERTE 5.25 DHG
NICHTKARBONATH. 0.67 DHG

BERECHNUNG DURCH PROGR. -ID HYDROC CODIERT VON DR. W. KOLLMANN
GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT WIEN F.A. HYDROGEOLOGIE

C H E M I S C H E W A S S E R A N A L Y S E

BEZEICHNUNG DER PROBENSTELLE T 6 Kriwwasserquelle
 DATUM 1974 3 29

SCHUETTUNG 294 L/S TEMPERATUR 6.10 GRAD-C
 PH-GEMESSEN 7.50 LEITFAEHIGK. 201 MIKROSIEMENS
 BEI ENTNAHME-TEMP BEI 20 GRAD-C

PH-GLEICHGEW. BERECHNET 8.2
 SAETTIGUNGSINDEX -0.7

NACH STROHECKER & LANGELIER
 K A T I O N E N

A N I O N E N

	MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%		MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%
NA+	0.2	11.	0.4	CL-	1.0	28.	1.1
K+	0.2	6.	0.2	SO4--	10.0	208.	8.4
CA++	32.5	1622.	64.9	HCO3-	136.0	2229.	90.4
MG++	10.4	856.	34.2	CO3--	0.0	0.	0.0
FE++	0.00	0 0	0 000	NO2-	0.000	0.0	0.000
FE+++	0.00	0.0	0 000	NO3-	0.0	65.	2.6
NH4+	0.1	6.	0.2	PO4---	0.000	0.	0.000
ZN++	KEINE ANALYSE			F-	KEINE ANALYSE		
AL+++	KEINE ANALYSE						

SUMME 43.490 2500 27 100 % 147.000 2465.19 100 %
 KATIONEN-ANIONEN-DIFFERENZ NACH C. JOB = -0.2
 GESAMTIONENSTAERKE J = 0.0038

GESAMTMINERALISIERUNG = 190.490 MG/KG

UNDISOZIIERTE BESTANDTEILE

FREIE KOHLENSAEURE KEINE ANALYSE
 ZUGEHOEERIGE CO2 1.5 MG/L
 SAUERSTOFF O2 MG/L
 SAUERSTOFFSAETTIGUNG %
 SIO2 WURDE NICHT BESTIMMT

PROZ. CA-ANTEIL DER GH 65.5 %

KATIONENVERHAELTNISSE

NA : K 1.771 NA : LI 0.000 K : LI 0.000
 CA : MG 1.895 CA : SR 68.316 MG : SR 36.058
 FE : MN 0.000 FE : ZN 0.000 FE : AL 0.000
 (NA+K) : LI 0.000 (CA + MG) : SR 104.374
 (NA+K) : (CA+MG) 0.007

ANIONENVERHAELTNISSE

CL : SO4 0.135 CL : NO3 0.437 CL : F 1.914
 HCO3 : CL 79.017 HCO3 : SO4 10.705 HCO3 : F 151.238
 NO3 : NO2 0.000 NO3 : PO4 0.000 NO3 : F 4.378

KATIONEN-ANIONENVERHAELTNISSE

CA : CL 57.496 NA : (HCO3+CO3) 0.005
 POS. BASEN-AT-I 0.397 NE. BASEN-AT-I 0.004
 SAR 0.010 (NA+K) : CL 0.603
 (NA-CL) : SO4 -0.083 (CL - NA) : MG 0.020

GESAMTHAERTE 7.00 DHG
 KARBONATHAERTE 6.24 DHG
 NICHTKARBONATH. 0.76 DHG

BERECHNUNG DURCH PROGR -ID HYDROC COBIERT VON DR. W. KOLLMANN
 GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT WIEN F.A. HYDROGEOLOGIE

C H E M I S C H E W A S S E R A N A L Y S E

BEZEICHNUNG DER PROBENSTELLE R 10 Oberes Rohr
 DATUM 1983 6 22

SCHUETTUNG 30 L/S TEMPERATUR 5.70 GRAD-C
 PH-GEMESSEN 7.30 LEITFAEHIGK. MIKROSIEMENS
 BEI ENTNAHME-TEMP BEI 20 GRAD-C

PH-GLEICHGEW BERECHNET 8.2
 SAETTIGUNGSINDEX -0.9
 NACH STROHECKER & LANGELIER
 LUFTDRUCK 696 MM HG

K A T I O N E N

A N I O N E N

	MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%		MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%
NA+	0.2	8.	0.3	CL-	3.9	110.	4.8
K+	0.2	6.	0.3	SO4--	3.0	62.	2.7
CA++	34.0	1697.	75.6	HCO3-	122.0	1999.	87.5
MG++	6.5	535.	23.8	CO3--	0.0	0.	0.0
FE++	0.00	0.0	0.000	NO2-	0.000	0.0	0.000
FE+++	0.00	0.0	0.000	NO3-	7.0	113.	4.9
NH4+	0.0	0.	0.0	PO4---	KEINE ANALYSE		
ZN++	KEINE ANALYSE			F-	0.02	1.1	0.046
AL+++	KEINE ANALYSE						

SUMME 40.920 2245.55 100 % 135.920 2285.77 100 %
 KATIONEN-ANIONEN-DIFFERENZ NACH C. JOB = 0.3
 GESAMTIONENSTAERKE J = 0.0034

GESAMTMINERALISIERUNG = 176.840 MG/KG

UNDISSOZIIERTE BESTANDTEILE

FREIE KOHLENSAEURE 5.5 MG/L
 UEBERSCHUES. CO2 4.3 MG/L
 ZUGEHOEERIGE CO2 1.2 MG/L
 SAUERSTOFF O2 4.8 MG/L
 SAUERSTOFFSAETTIGUNG 41. %
 KIESELAEURE 0.5 MG/L SiO2

PROZ. CA-ANTEIL DER GH 76.0 %

KATIONENVERHAELTNISSE

NA : K 1.275 NA : LI 0.000 K : LI 0.000
 CA : MG 3.171 CA : SR 0.000 MG : SR 0.000
 FE : MN 0.000 FE : ZN 0.000 FE : AL 0.000
 (NA+K) : LI 0.000 (CA + MG) : SR 0.000
 (NA+K) : (CA+MG) 0.006

ANIONENVERHAELTNISSE

CL : SO4 1.761 CL : NO3 0.974 CL : F 104.505
 HCO3 : CL 18.175 HCO3 : SO4 32.010 HCO3 : F 1899.377
 NO3 : NO2 0.000 NO3 : PO4 0.000 NO3 : F 107.258

KATIONEN-ANIONENVERHAELTNISSE

CA : CL 15.423 NA : (HCO3+CO3) 0.004
 POS. BASEN-AT-I 0.873 NE. BASEN-AT-I 0.044
 SAR 0.007 (NA+K) : CL 0.127
 (NA-CL) : SO4 -1.636 (CL - NA) : MG 0.191

GESAMTHAERTE 6.25 DHG
 KARBONATHAERTE 5.60 DHG
 NICHTKARBONATH 0.65 DHG

BERECHNUNG DURCH PROGR. -ID HYDROC CODIERT VON DR. W. KOLLMANN
 GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT WIEN F.A. HYDROGEOLOGIE

C H E M I S C H E W A S S E R A N A L Y S E

BEZEICHNUNG DER PROBENSTELLE R 18 Rauchboden
 DATUM 1975 8 25

SCHUETTUNG 5.5 L/S TEMPERATUR 6.75 GRAD-C
 PH-GEMESSEN 7.60 LEITFAEHIGK. MIKROSIEMENS
 BEI ENTNAHME-TEMP BEI 20 GRAD-C

PH-GLEICHGEW BERECHNET 8.1
 SAETTIGUNGSINDEX -0.5
 NACH STROHECKER & LANGELIER

K A T I O N E N				A N I O N E N			
	MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%		MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%
NA+	0.2	11.	0.5	CL-	0.7	20.	0.9
K+	0.2	6.	0.2	SO4--	4.8	100.	4.3
CA++	35.4	1766.	74.4	HCO3-	129.7	2126.	92.0
MG++	7.2	593.	24.9	CO3--	0.0	0.	0.0
FE++	KEINE ANALYSE			NO2-	0.000	0.0	0.000
FE+++	0.00	0.0	0.000	NO3-	4.0	65.	2.8
ZN++	KEINE ANALYSE			F-	KEINE ANALYSE		
AL+++	KEINE ANALYSE						

SUMME 43.080 2375.81 100 % 139.200 2309.73 100 %
 KATIONEN-ANIONEN-DIFFERENZ NACH C. JOB = -0.5
 GESAMTIONENSTAERKE J = 0.0036

GESAMTMINERALISIERUNG = 182.280 MG/KG

UNDISSOZIIERTE BESTANDTEILE

FREIE KOEHLNSAEURE KEINE ANALYSE
 ZUGEHOEERIGE CO2 1.5 MG/L
 SAUERSTOFF O2 MG/L
 SAUERSTOFFSAETTIGUNG %
 SIO2 WURDE NICHT BESTIMMT

PROZ. CA-ANTEIL DER GH 74.9 %

KATIONENVERHAELTNISSE

NA : K	1.848	NA : LI	0.000	K : LI	0.000
CA : MG	2.981	CA : SR	0.000	MG : SR	0.000
FE : MN	0.000	FE : ZN	0.000	FE : AL	0.000
(NA+K) : LI	0.000	(CA + MG) : SR	0.000		
(NA+K) : (CA+MG)	0.007				

ANIONENVERHAELTNISSE

CL : SO4	0.198	CL : NO3	0.306	CL : F	18.757
HCO3 : CL	107.652	HCO3 : SO4	21.269	HCO3 : F	2019.256
NO3 : NO2	0.000	NO3 : PO4	0.000	NO3 : F	61.290

KATIONEN-ANIONENVERHAELTNISSE

CA : CL	89.467	NA : (HCO3+CO3)	0.005
POS. BASEN-AT-I	0.152	NE. BASEN-AT-I	0.001
SAR	0.010	(NA+K) : CL	0.848
(NA-CL) : SO4	-0.089	(CL - NA) : MG	0.015

GESAMTHAERTE 6.61 DHG
 KARBONATHAERTE 5.95 DHG
 NICHTKARBONATH. 0.65 DHG

BERECHNUNG DURCH PROGR. -ID HYDROC CODIERT VON DR. W. KOLLMANN
 GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT WIEN F.A. HYDROGEOLOGIE

C H E M I S C H E W A S S E R A N A L Y S E

BEZEICHNUNG DER PROBENSTELLE Gst 1 Weissenbachlurspr.
 DATUM 1974 6 4

SCHUETTUNG 520 L/S TEMPERATUR 6.50 GRAD-C
 PH-GEMESSEN 7.50 LEITFAEHIGK. 167 MIKROSIEMENS
 BEI ENTNAHME-TEMP BEI 20 GRAD-C

PH-GLEICHGEW. BERECHNET 8.2
 SAETTIGUNGSINDEX -0.7
 NACH STROHECKER & LANGELIER
 K A T I O N E N

A N I O N E N

	MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%		MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%
NA+	0.2	9	0.4	CL-	2.2	62	2.8
K+	0.1	3	0.1	SO4--	3.6	75	3.4
CA++	27.8	1387	65.6	HCO3-	124.0	2032	91.0
MG++	8.7	716	33.9	CO3--	0.0	0	0.0
FE++	0.00	0.0	0.000	NO2-	0.000	0.0	0.000
FE+++	0.00	0.0	0.000	NO3-	4.0	65	2.9
ZN++	KEINE ANALYSE			F-	KEINE ANALYSE		
AL+++	KEINE ANALYSE						

SUMME 36.800 2114.53 100 % 133.800 2233.64 100 %
 KATIONEN-ANIONEN-DIFFERENZ NACH C. JOB = 0.8
 GESAMTANIONENSTAERKE J = 0.0033

GESAMTMINERALISIERUNG = 170.600 MG/KG

UNDISSOZIIERTE BESTANDTEILE

FREIE KOHCLNSAEURE KEINE ANALYSE
 ZUGEHOEIGE CO2 1.1 MG/L
 SAUERSTOFF O2 MG/L
 SAUERSTOFFSAETTIGUNG %
 SiO2 WURDE NICHT BESTIMMT

PROZ. CA-ANTEIL DER GH 66.0 %

KATIONENVERHAELTNISSE

NA : K 3.400 NA : LI 0.000 K : LI 0.000
 CA : MG 1.937 CA : SR 58.437 MG : SR 30.164
 FE : MN 0.000 FE : ZN 0.000 FE : AL 0.000
 (NA+K) : LI 0.000 (CA + MG) : SR 88.600
 (NA+K) : (CA+MG) 0.005

ANIONENVERHAELTNISSE

CL : SO4 0.828 CL : NO3 0.962 CL : F 4.211
 HCO3 : CL 32.748 HCO3 : SO4 27.112 HCO3 : F 137.894
 NO3 : NO2 0.000 NO3 : PO4 0.000 NO3 : F 4.378

KATIONEN-ANIONENVERHAELTNISSE

CA : CL 22.355 NA : (HCO3+CO3) 0.004
 POS. BASEN-AT-I 0.819 NE. BASEN-AT-I 0.023
 SAR 0.008 (NA+K) : CL 0.181
 (NA-CL) : SO4 -0.712 (CL - NA) : MG 0.075

GESAMTHAERTE 5.96 DHG
 KARBONATHAERTE 5.69 DHG
 NICHTKARBONATH 0.27 DHG

BERECHNUNG DURCH PROGK -ID HYDROC CODIERT VON DR W. KOLLMANN
 GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT WIEN F.A. HYDROGEOLOGIE

CHEMISCHE WASSERANALYSE

BEZEICHNUNG DER PROBENSTELLE ME 6 Reiflingviertel
 DATUM 1975 6 21

SCHUETTUNG 0 16 L/S TEMPERATUR 8.35 GRAD-C
 PH-GEMESSEN 7 35 LEITFAEHIGK. 315 MIKROSIEMENS
 BEI ENTNAHME-TEMP BEI 20 GRAD-C

PH-GLEICHGEW. BERECHNET 7.8
 SAETTIGUNGSINDEX -0.4
 NACH STROHECKER & LANGELIER

KATI O N E N

A N I O N E N

	MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-Z		MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-Z
NA+	0.7	30	0.7	CL-	1.1	31.	0.7
K+	0.1	3.	0.1	SO4--	11.3	235.	5.7
CA++	45.7	2280.	54.5	HCO3-	233.4	3825.	92.0
MG++	22.7	1868.	44.7	CO3--	0.0	0.	0.0
FE++	KEINE ANALYSE			NO2-	0.000	0.0	0.000
FE+++	0.00	0.0	0.000	NO3-	4.0	65.	1.6
ZN++	KEINE ANALYSE			F-	KEINE ANALYSE		
AL+++	KEINE ANALYSE						

SUMME 69 200 4181 74 100 % 249.800 4155.79 100 %
 KATIONEN-ANIONEN-DIFFERENZ NACH C. JOB = -0.2
 GESAMTIONENSTAERKE J = 0.0064

GESAMTMINERALISIERUNG = 319.000 MG/KG

UNDISSOZIIERTE BESTANDTEILE

FREIE KOHELNSAEURE KEINE ANALYSE
 ZUEGHOERIGE CO2 6.2 MG/L
 SAUERSTOFF O2 MG/L
 SAUERSTOFFSAETTIGUNG %
 SID2 WURDE NICHT BESTIMMT

PROZ. CA-ANTEIL DER GH 55.0 %

KATIONENVERHAELTNISSE

NA : K 11.901 NA : LI 0.000 K : LI 0.000
 CA : MG 1.221 CA : SR 0.000 MG : SR 0.000
 FE : MN 0.000 FE : ZN 0.000 FE : AL 0.000
 (NA+K) : LI 0.000 (CA + MG) : SR 0.000
 (NA+K) : (CA+MG) 0.008

ANIONENVERHAELTNISSE

CL : SO4 0.132 CL : NO3 0.481 CL : F 0.059
 HCO3 : CL 123.279 HCO3 : SO4 16.258 HCO3 : F 7.268
 NO3 : NO2 0.000 NO3 : PO4 0.000 NO3 : F 0.123

KATIONEN-ANIONENVERHAELTNISSE

CA : CL 73.499 NA : (HCO3+CO3) 0.008
 POS. BASEN-AT-I -0.063 NE. BASEN-AT-I -0.000
 SAR 0.021 (NA+K) : CL 1.063
 (NA-CL) : SO4 -0.003 (CL - NA) : MG 0.000

GESAMTHAERTE 11.62 DHG
 KARBONATHAERTE 10.71 DHG
 NICHTKARBONATH 0.91 DHG

BERECHNUNG DURCH Progr. -ID HYDROC CODIERT VON DR. W. KOLLMANN
 GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT WIEN F.A. HYDROGEOLOGIE

CHEMISCHE WASSERANALYSE

BEZEICHNUNG DER PROBESTELLE T 16 Kropfbruendl
 DATUM 1983 6 22

SCHUETTUNG 0.10 L/S TEMPERATUR 8.30 GRAD-C
 PH-GEMESSEN 7.70 LEITFAEHIGK. 250 MIKROSIEMENS
 BEI ENTNAHME-TEMP BEI 20 GRAD-C
 PH-GLEICHGEW. BERECHNET 7.8
 SAETTIGUNGSINDEX -0.1
 NACH STROHECKER & LANGELIER
 LUFTDRUCK 723 MM HG

KATIONEN

ANIONEN

	MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%		MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%
NA+	0.2	9.	0.2	CL-	0.5	14.	0.4
K+	0.2	5.	0.1	SO4--	3.5	73.	1.9
CA++	43.5	2171.	56.0	HCO3-	223.0	3655.	94.7
MG++	20.5	1687.	43.5	CO3--	0.0	0.	0.0
FE++	0.05	1.8	0.046	NO2-	0.000	0.0	0.000
FE+++	0.00	0.0	0.000	NO3-	7.0	113.	2.9
NH4+	0.0	2.	0.0	PO4---		KEINE ANALYSE	
ZN++		KEINE ANALYSE		F-	0.06	3.2	0.082
AL+++		KEINE ANALYSE					
MN++	0.000	0.00	0.000				

SUMME 64.470 3874.91 100 % 234.060 3857.57 100 %
 KATIONEN-ANIONEN-DIFFERENZ NACH C. JOB = -0.1
 GESAMTIONENSTAERKE J = 0.0058

GESAMTMINERALISIERUNG = 298.530 MG/KG

UNDISSOZIIERTE BESTANDTEILE

FREIE KOHLENSAEURE 13.2 MG/L
 UEBERSCHUESS. CO2 7.7 MG/L
 ZUGEHOEERIGE CO2 5.5 MG/L
 SAUERSTOFF O2 6.4 MG/L
 SAUERSTOFFSAETTIGUNG 57. %
 KIESELSAEURE 0.7 MG/L SIO2

PROZ. CA-ANTEIL DER GH 56.3 %

KATIONENVERHAELTNISSE

NA : K 1.790 NA : LI 0.000 K : LI 0.000
 CA : MG 1.287 CA : SR 0.000 MG : SR 0.000
 FE : MN 0.000 FE : ZN 0.000 FE : AL 0.000
 (NA+K) : LI 0.000 (CA + MG) : SR 0.000
 (NA+K) : (CA+MG) 0.004

ANIONENVERHAELTNISSE

CL : SO4 0.194 CL : NO3 0.125 CL : F 4.466
 HCO3 : CL 259.129 HCO3 : SO4 50.151 HCO3 : F 1157.271
 NO3 : NO2 0.000 NO3 : PO4 0.000 NO3 : F 35.753

KATIONEN-ANIONENVERHAELTNISSE

CA : CL 153.913 NA : (HCO3+CO3) 0.002
 POS. BASEN-AT-I 0.039 NE. BASEN-AT-I 0.000
 SAR 0.006 (NA+K) : CL 0.961
 (NA-CL) : SO4 -0.074 (CL - NA) : MG 0.003

GESAMTHAERTE 10.80 DHG
 KARBONATHAERTE 10.23 DHG
 NICHTKARBONATH. 0.57 DHG

BERECHNUNG DURCH PROGR. -ID HYDROC CODIERT VON DR. W. KOLLMANN
 GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT WIEN F.A. HYDROGEOLOGIE

C H E M I S C H E W A S S E R A N A L Y S E

BEZEICHNUNG DER PROBESTELLE Ri 6 Ritschenalm
 DATUM 1983 6 4

SCHUETTUNG 1 30 L/S TEMPERATUR 6.9 GRAD-C
 PH-GEMESSEN 7 50 LEITFAEHIGK. 250 MIKROSIEMENS
 BEI ENTNAHME-TEMP BEI 20 GRAD-C

PH-GLEICHGEW. BERECHNET 8.0
 SAETTIGUNGSINDEX -0.5
 NACH STROHECKER & LANGELIER

K A T I O N E N

A N I O N E N

	MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%		MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%
NA+	0.2	9.	0.3	CL-	2.2	62.	1.9
K+	0.1	3.	0.1	SO4--	0.6	12.	0.4
CA++	35.0	1747.	53.9	HCO3-	190.0	3114.	95.7
MG++	18.0	1481.	45.7	CO3--	0.0	0.	0.0
FE++	0.00	0.0	0.000	NO2-	0.000	0.0	0.000
FE+++	0.00	0.0	0.000	NO3-	4.0	65.	2.0
ZN++	KEINE ANALYSE			F-	KEINE ANALYSE		
AL+++	KEINE ANALYSE						

SUMME 53.300 3239.24 100 % 196.770 3252.17 100 %
 KATIONEN-ANIONEN-DIFFERENZ NACH C. JOB = 0.1
 GESAMTANIONENSTAERKE J = 0.0049

GESAMTMINERALISIERUNG = 250.070 MG/KG

UNDISSOZIIERTE BESTANDTEILE

FREIE KOHLENSAEURE KEINE ANALYSE
 ZUGEHORIGE CO2 3.1 MG/L
 SAUERSTOFF O2 MG/L
 SAUERSTOFFSAETTIGUNG %
 SIO2 WURDE NICHT BESTIMMT

PROZ. CA-ANTEIL DER GH 54.1 %

KATIONENVERHAELTNISSE

NA : K 3.400 NA : LI 0.000 K : LI 0.000
 CA : MG 1.179 CA : SR 0.000 MG : SR 0.000
 FE : MN 0.000 FE : ZN 0.000 FE : AL 0.000
 (NA+K) : LI 0.000 (CA + MG) : SR 0.000
 (NA+K) : (CA+MG) 0.003

ANIDENVERHAELTNISSE

CL : SO4 5.229 CL : NO3 0.962 CL : F 0.118
 HCO3 : CL 50.178 HCO3 : SO4 262.373 HCO3 : F 5.917
 NO3 : NO2 0.000 NO3 : PO4 0.000 NO3 : F 0.123

KATIONEN-ANIDENVERHAELTNISSE

CA : CL 28.145 NA : (HCO3+CO3) 0.003
 POS. BASEN-AT-I 0.819 NE. BASEN-AT-I 0.016
 SAR 0.007 (NA+K) : CL 0.181
 (NA-CL) : SO4 -4.496 (CL - NA) : MG 0.036

GESAMTHAERTE 9.04 DHG
 KARBONATHAERTE 8.72 DHG
 NICHTKARBONATH. 0.32 DHG

BERECHNUNG DURCH PROGR. -ID HYDROC CODIERT VON DR. W. KOLLMANN
 GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT WIEN F.A. HYDROGEOLOGIE

CHEMISCHE WASSERANALYSE

BEZEICHNUNG DER PROBENSTELLE M 18 Hochschlag
 DATUM 1974 6 5

SCHUETTUNG 11.5 L/S TEMPERATUR 5.80 GRAD-C
 PH-GEMESSEN 7.50 LEITFAEHIGK. 224 MIKROSIEMENS
 BEI ENTNAHME-TEMP BEI 20 GRAD-C

PH-GLEICHGEW. BERECHNET 8.0
 SAETTIGUNGSINDEX -0.5
 NACH STROHECKER & LANGELIER
 KATIONEN

ANIONEN

	MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%		MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%
NA+	0.2	9.	0.3	CL-	2.2	62.	2.1
K+	0.2	5.	0.2	SO4--	5.2	108.	3.7
CA++	36.7	1831.	63.5	HCO3-	163.0	2671.	91.9
MG++	12.6	1037.	36.0	CO3--	0.0	0.	0.0
FE++	0.00	0.0	0.000	NO2-	0.000	0.0	0.000
FE+++	0.00	0.0	0.000	NO3-	4.0	65.	2.2
ZN++	KEINE ANALYSE			F-	KEINE ANALYSE		
AL+++	KEINE ANALYSE						

SUMME 49.700 2882.19 100 % 174.400 2906.09 100 %
 KATIONEN-ANIONEN-DIFFERENZ NACH C. JOB = 0.2
 GESAMTIONENSTAERKE J = 0.0044

GESAMTMINERALISIERUNG = 224.100 MG/KG

UNDISSOZIIERTE BESTANDTEILE

FREIE KOEHLNSAEURE KEINE ANALYSE
 ZUGEOERIGE CO2 2.3 MG/L
 SAUERSTOFF O2 MG/L
 SAUERSTOFFSAETTIGUNG %
 SIO2 WURDE NICHT BESTIMMT

PROZ. CA-ANTEIL DER GH 63.8 %

KATIONENVERHAELTNISSE

NA : K 1.700 NA : LI 0.000 K : LI 0.000
 CA : MG 1.766 CA : SR 77.145 MG : SR 43.685
 FE : MN 0.000 FE : ZN 0.000 FE : AL 0.000
 (NA+K) : LI 0.000 (CA + MG) : SR 120.830
 (NA+K) : (CA+MG) 0.005

ANIONENVERHAELTNISSE

CL : SO4 0.573 CL : NO3 0.962 CL : F 4.211
 HCO3 : CL 43.047 HCO3 : SO4 24.673 HCO3 : F 181.264
 NO3 : NO2 0.000 NO3 : PO4 0.000 NO3 : F 4.378

KATIONEN-ANIONENVERHAELTNISSE

CA : CL 29.512 NA : (HCO3+CO3) 0.003
 POS. BASEN-AT-I 0.777 NE BASEN-AT-I 0.017
 SAR 0.007 (NA+K) : CL 0.223
 (NA-CL) : SO4 -0.493 (CL - NA) : MG 0.051

GESAMTHAERTE 8.10 DHG
 KARBONATHAERTE 7.48 DHG
 NICHTKARBONATH. 0.62 DHG

BERECHNUNG DURCH PROGR. -ID HYDROC CODIERT VON DR. W. KOLLMANN
 GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT WIEN F.A. HYDROGEOLOGIE

CHEMISCHE WASSERANALYSE

BEZEICHNUNG DER PROBESTELLE Gst 2 Klausgraben
 DATUM 1983 5 28

SCHUETTUNG 2.0 L/S TEMPERATUR 6.30 GRAD-C
 PH-GEMESSEN 7.50 LEITFAEHIGK. MIKROSIEMENS
 BEI ENTNAHME-TEMP BEI 20 GRAD-C

PH-GLEICHGEW. BERECHNET 7.9
 SAETTIGUNGSINDEX -0.4
 NACH STROHECKER & LANGELIER

KATI O N E N

A N I O N E N

	MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%		MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%
NA+	0.3	13.	0.4	CL-	0.5	14.	0.4
K+	0.2	5.	0.2	SO4--	4.0	83.	2.4
CA++	47.0	2345.	68.3	HCO3-	192.0	3147.	89.6
MG++	13.0	1070.	31.1	CO3--	0.0	0.	0.0
FE++	0.00	0.0	0.000	NO2-	0.000	0.0	0.000
FE+++	0.00	0.0	0.000	NO3-	15.0	242.	6.9
NH+	0.03	2.	0.0	PO4---	0.700	22.	0.630
ZN++	KEINE ANALYSE			F-	0.07	3.7	0.105
AL+++	KEINE ANALYSE						
MN++	0.000	0.00	0.000				

SUMME 60.540 3435.35 100 % 212.270 3511.62 100 %
 KATIONEN-ANIONEN-DIFFERENZ NACH C. JOB = 0.5
 GESAMTIONENSTAERKE J = 0.0052

GESAMTMINERALISIERUNG = 272.810 MG/KG

UNDISSOZIIERTE BESTANDTEILE

FREIE KOHLENSAEURE 8.8 MG/L
 UEBERSCHUESS. CO2 4.7 MG/L
 ZUGEHOEERIGE CO2 4.1 MG/L
 SAUERSTOFF KEINE ANALYSE
 KIESELSAEURE 0.1 MG/L SiO2

PROZ. CA-ANTEIL DER GH 68.7 %

KATIONENVERHAELTNISSE

NA : K 2.429 NA : LI 0.000 K : LI 0.000
 CA : MG 2.192 CA : SR 0.000 MG : SR 0.000
 FE : MN 0.000 FE : ZN 0.000 FE : AL 0.000
 (NA+K) : LI 0.000 (CA + MG) : SR 0.000
 (NA+K) : (CA+MG) 0.005

ANIONENVERHAELTNISSE

CL : SO4 0.169 CL : NO3 0.058 CL : F 3.828
 HCO3 : CL 223.106 HCO3 : SO4 37.782 HCO3 : F 854.052
 NO3 : NO2 0.000 NO3 : PO4 10.942 NO3 : F 65.668

KATIONEN-ANIONENVERHAELTNISSE

CA : CL 166.297 NA : (HCO3+CO3) 0.004
 POS. BASEN-AT-I -0.306 NE. BASEN-AT-I -0.001
 SAR 0.010 (NA+K) : CL 1.306
 (NA-CL) : SO4 -0.013 (CL - NA) : MG 0.001

GESAMTHAERTE 9.56 DHG
 KARBONATHAERTE 8.81 DHG
 NICHTKARBONATH. 0.75 DHG

BERECHNUNG DURCH PROGR -ID HYDROC CODIERT VON DR. W. KOLLMANN
 GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT WIEN F.A. HYDROGEOLOGIE

C H E M I S C H E W A S S E R A N A L Y S E

BEZEICHNUNG DER PROBENSTELLE Gst 3 Kroisen Alm
 DATUM 1975 8 25

SCHUETTUNG 20 L/S TEMPERATUR 6.00 GRAD-C
 PH-GEMESSEN 7.45 LEITFAEHIGK. MIKROSIEMENS
 BEI ENTNAHME-TEMP BEI 20 GRAD-C

PH-GLEICHGEW BERECHNET 7.9
 SAETTIGUNGSINDEX -0.4
 NACH STROHECKER & LANGELIER
 K A T I O N E N

A N I O N E N

	MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%		MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%
NA+	1.2	52.	1.6	CL-	0.9	25.	0.8
K+	0.2	5.	0.2	SO4--	7.2	150.	4.8
CA++	45.8	2285.	68.0	HCO3-	179.1	2935.	94.4
MG++	12.4	1021.	30.3	CO3--	0.0	0.	0.0
FE++	KEINE ANALYSE			NO2-	0.000	0.0	0.000
FE+++	0.00	0.0	0.000	NO3-	0.0	242.	7.8
ZN++	KEINE ANALYSE			F-	KEINE ANALYSE		
AL+++	KEINE ANALYSE						

SUMME 59.600 3363.29 100 % 187.200 3110.40 100 %
 KATIONEN-ANIONEN-DIFFERENZ NACH C. JOB = -1.6
 GESAMTIONENSTAERKE J = 0.0050

GESAMTMINERALISIERUNG = 246.800 MG/KG

UNDISSOZIIERTE BESTANDTEILE

FREIE KOEHLNSAEURE KEINE ANALYSE
 ZUGEOERIGE CO2 3.5 MG/L
 SAUERSTOFF O2 MG/L
 SAUERSTOFFSAETTIGUNG %
 SIO2 WURDE NICHT BESTIMMT

PROZ. CA-ANTEIL DER GH 69.1 %

KATIONENVERHAELTNISSE

NA : K 10.201 NA : LI 0.000 K : LI 0.000
 CA : MG 2.239 CA : SR 0.000 MG : SR 0.000
 FE : MN 0.000 FE : ZN 0.000 FE : AL 0.000
 (NA+K) : LI 0.000 (CA + MG) : SR 0.000
 (NA+K) : (CA+MG) 0.017

ANIONENVERHAELTNISSE

CL : SO4 0.169 CL : NO3 0.105 CL : F 6.890
 HCO3 : CL 115.620 HCO3 : SO4 19.580 HCO3 : F 796.671
 NO3 : NO2 0.000 NO3 : PO4 0.000 NO3 : F 65.668

KATIONEN-ANIONENVERHAELTNISSE

CA : CL 90.028 NA : (HCO3+CO3) 0.018
 POS. BASEN-AT-I -1.257 NE. BASEN-AT-I -0.010
 SAR 0.041 (NA+K) : CL 2.257
 (NA-CL) : SO4 0.179 (CL - NA) : MG -0.026

GESAMTHAERTE 9.26 DHG
 KARBONATHAERTE 8.22 DHG
 NICHTKARBONATH. 1.04 DHG

BERECHNUNG DURCH PROGR. -ID HYDROC CODIERT VON DR. W. KOLLMANN
 GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT WIEN F.A. HYDROGEOLOGIE

CHEMISCHE WASSERANALYSE

BEZEICHNUNG DER PROBESTELLE Gst 5 Kaltenbruedl
 DATUM 1983 5 28

SCHUETTUNG 3.0 L/S TEMPERATUR 5.30 GRAD-C
 PH-GEMESSEN 7.50 LEITFAEHIGK. MIKROSIEMENS
 BEI ENTNAHME-TEMP BEI 20 GRAD-C

PH-GLEICHGEW. BERECHNET 7.8
 SAETTIGUNGSINDEX -0.3
 NACH STROHECKER & LANGELIER
 KATI O N E N

A N I O N E N

	MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%		MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%
NA+	0.2	9.	0.2	CL-	1.0	28.	0.8
K+	0.2	5.	0.1	SO4--	3.3	69.	1.9
CA++	50.0	2495.	69.7	HCO3-	203.2	3330.	92.1
MG++	13.0	1070.	29.9	CO3--	0.0	0.	0.0
FE++	0.00	0.0	0.000	NO2-	0.000	0.0	0.000
FE+++	0.00	0.0	0.000	NO3-	11.4	184.	5.1
NH4+	0.1	3.	0.1	PO4---			
ZN++		KEINE ANALYSE		F-	0.07	3.7	0.102
AL+++		KEINE ANALYSE					

SUMME 63.440 3581.30 100 % 218.970 3614.52 100 %
 KATIONEN-ANIONEN-DIFFERENZ NACH C. JOB = 0.2
 GESAMTIONENSTAERKE J = 0.0054

GESAMTMINERALISIERUNG = 282.410 MG/KG

UNDISSOZIIERTE BESTANDTEILE

FREIE KOHLENSAEURE 9.9 MG/L
 UEBERSCHUESS. CO2 5.2 MG/L
 ZUGEHUERIGE CO2 4.7 MG/L
 SAUERSTOFF KEINE ANALYSE
 SIO2 WURDE NICHT BESTIMMT

PROZ. CA-ANTEIL DER GH 70.0 %

KATIONENVERHAELTNISSE

NA : K 1.790 NA : LI 0.000 K : LI 0.000
 CA : MG 2.332 CA : SR 0.000 MG : SR 0.000
 FE : MN 0.000 FE : ZN 0.000 FE : AL 0.000
 (NA+K) : LI 0.000 (CA + MG) : SR 0.000
 (NA+K) : (CA+MG) 0.004

ANIONENVERHAELTNISSE

CL : SO4 0.411 CL : NO3 0.153 CL : F 7.656
 HCO3 : CL 118.060 HCO3 : SO4 48.467 HCO3 : F 903.872
 NO3 : NO2 0.000 NO3 : PO4 0.000 NO3 : F 49.908

KATIONEN-ANIONENVERHAELTNISSE

CA : CL 88.456 NA : (HCO3+CO3) 0.003
 POS. BASEN-AT-I 0.519 NE. BASEN-AT-I 0.004
 SAR 0.007 (NA+K) : CL 0.481
 (NA-CL) : SO4 -0.284 (CL - NA) : MG 0.018

GESAMTHAERTE 9.98 DHG
 KARBONATHAERTE 9.32 DHG
 NICHTKARBONATH. 0.66 DHG

BERECHNUNG DURCH Progr. -ID HYDROC CODIERT VON DR. W. KOLLMANN
 GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT WIEN F.A. HYDROGEOLOGIE

C H E M I S C H E W A S S E R A N A L Y S E

BEZEICHNUNG DER PROBESTELLE M 28 Schusterau
 DATUM 1975 8 25

SCHUETTUNG 30 L/S TEMPERATUR 5.60 GRAD-C
 PH-GEMESSEN 7.55 LEITFAEHIGK. MIKROSIEMENS
 BEI ENTNAHME-TEMP BEI 20 GRAD-C

PH-GLEICHGEW. BERECHNET 7.9
 SAETTIGUNGSINDEX -0.4
 NACH STROHECKER & LANGELIER
 K A T I O N E N

A N I O N E N

	MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%		MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%
NA+	0.2	9	0.3	CL-	0.7	20.	0.6
K+	0.2	5.	0.2	SO4--	15.1	314.	9.8
CA++	46.1	2300.	69.2	HCO3-	172.4	2825.	87.6
MG++	12.3	1012.	30.4	CO3--	0.0	0.	0.0
FE++	0.00	0.0	0.000	NO2-	0.000	0.0	0.000
FE+++	0.00	0.0	0.000	NO3-	4.0	65.	2.0
ZN++	KEINE ANALYSE			F-	KEINE ANALYSE		
AL+++	KEINE ANALYSE						

SUMME 58.800 3326.56 100 % 192.200 3223.95 100 %
 KATIONEN-ANIONEN-DIFFERENZ NACH C. JOB = -0.7
 GESAMTIONENSTAERKE J = 0.0051

GESAMTMINERALISIERUNG = 251.000 MG/KG

UNDISSOZIIERTE BESTANDTEILE

FREIE KOEHLNSAEURE KEINE ANALYSE
 ZUGEOERIGE CO2 3.2 MG/L
 SAUERSTOFF O2 MG/L
 SAUERSTOFFSAETTIGUNG %
 SIO2 WURDE NICHT BESTIMMT

PROZ. CA-ANTEIL DER GH 69.4 %

KATIONENVERHAELTNISSE

NA : K 1.700 NA : LI 0.000 K : LI 0.000
 CA : MG 2.272 CA : SR 96.904 MG : SR 42.645
 FE : MN 0.000 FE : ZN 0.000 FE : AL 0.000
 (NA+K) : LI 0.000 (CA + MG) : SR 139.549
 (NA+K) : (CA+MG) 0.004

ANIONENVERHAELTNISSE

CL : SO4 0.063 CL : NO3 0.306 CL : F 1.340
 HCO3 : CL 143.094 HCO3 : SO4 8.987 HCO3 : F 191.717
 NO3 : NO2 0.000 NO3 : PO4 0.000 NO3 : F 4.378

KATIONEN-ANIONENVERHAELTNISSE

CA : CL 116.509 NA : (HCO3+CO3) 0.003
 POS. BASEN-AT-I 0.301 NE. BASEN-AT-I 0.002
 SAR 0.007 (NA+K) : CL 0.699
 (NA-CL) : SO4 -0.035 (CL - NA) : MG 0.011

GESAMTHAERTE 9.34 DHG
 KARBONATHAERTE 7.91 DHG
 NICHTKARBONATH. 1.43 DHG

BERECHNUNG DURCH PROGR. -ID HYDROC. CODIERT VON DR. W. KOLLMANN
 GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT WIEN F.A. HYDROGEOLOGIE

C H E M I S C H E W A S S E R A N A L Y S E

BEZEICHNUNG DER PROBESTELLE G 2 Pulvermacher
 DATUM 1974 6 4

SCHUETTUNG 85 L/S TEMPERATUR 6.88 GRAD-C
 PH-GEMESSEN 7.45 LEITFAEHIGK. 279 MIKROSIEMENS
 BEI ENTNAHME-TEMP BEI 20 GRAD-C

PH-GLEICHGEW. BERECHNET 7.5
 SAETTIGUNGSINDEX -0.4
 NACH STROHECKER & LANGELIER
 K A T I O N E N

A N I O N E N

	MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%		MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%
NA+	0.6	26.	0.7	CL-	3.2	90.	2.5
K+	0.2	5.	0.1	SO4--	11.5	239.	6.5
CA++	48.5	2420.	66.9	HCO3-	200.0	3278.	89.3
MG++	14.2	1169.	32.3	CO3--	0.0	0.	0.0
FE++	0.00	0.0	0.000	NO2-	0.000	0.0	0.000
FE+++	0.00	0.0	0.000	NO3-	4.0	65.	1.8
ZN++	KEINE ANALYSE			F-	KEINE ANALYSE		
AL+++	KEINE ANALYSE						

SUMME 63.500 3620.09 100 % 218.700 3671.82 100 %
 KATIONEN-ANIONEN-DIFFERENZ NACH C. JOB = 0.3
 GESAMTIONENSTAERKE J = 0.0056

GESAMTMINERALISIERUNG = 282.200 MG/KG

UNDISSOZIIERTE BESTANDTEILE

FREIE KOHLENSAEUERE KEINE ANALYSE
 ZUGEHOEERIGE CO2 4.7 MG/L
 SAUERSTOFF O2 MG/L
 SAUERSTOFFSAETTIGUNG %
 SIO2 WURDE NICHT BESTIMMT

PROZ. CA-ANTEIL DER GH 67.4 %

KATIONENVERHAELTNISSE

NA : K 5.100 NA : LI 0.000 K : LI 0.000
 CA : MG 2.071 CA : SR 0.000 MG : SR 0.000
 FE : MN 0.000 FE : ZN 0.000 FE : AL 0.000
 (NA+K) : LI 0.000 (CA + MG) : SR 0.000
 (NA+K) : (CA+MG) 0.009

ANIONENVERHAELTNISSE

CL : SO4 0.377 CL : NO3 1.399 CL : F 0.172
 HCO3 : CL 36.313 HCO3 : SO4 13.689 HCO3 : F 6.228
 NO3 : NO2 0.000 NO3 : PO4 0.000 NO3 : F 0.123

KATIONEN-ANIONENVERHAELTNISSE

CA : CL 26.813 NA : (HCO3+CO3) 0.008
 POS. BASEN-AT-I 0.654 NE. BASEN-AT-I 0.016
 SAR 0.019 (NA+K) : CL 0.346
 (NA-CL) : SO4 -0.268 (CL - NA) : MG 0.055

GESAMTHAERTE 10.05 DHG
 KARBONATHAERTE 9.18 DHG
 NICHTKARBONATH. 0.87 DHG

BERECHNUNG DURCH PROGR. -ID HYDROC CODIERT VON DR. W. KOLLMANN
 GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT WIEN F.A. HYDROGEOLOGIE

CHEMISCHE WASSERANALYSE

BEZEICHNUNG DER PROBENSTELLE T 2 E. Schneiderbauer
 DATUM 1974 7 28

SCHUETTUNG 1 65 L/S TEMPERATUR 6,45 GRAD-C
 PH-GEMESSEN 7,45 LEITFAEHIGK 253 MIKROSIEMENS
 BEI ENTNAHME-TEMP BEI 20 GRAD-C

PH-GLEICHGEW BERECHNET 8,0
 SAETTIGUNGSINDEX -0,5
 NACH STROHECKER & LANGELIER
 KATIONEN

ANIONEN

	MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%		MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%
NA+	0.1	4	0.1	CL-	1.1	31	1.0
K+	0.1	3	0.1	SO4--	24.0	500	15.7
CA++	41.2	2056	63.9	HCO3-	161.7	2650	83.3
MG++	14.0	1152	35.8	CO3--	0.0	0	0.0
FE++	0.00	0.0	0.000	NO2-	0.000	0.0	0.000
FE+++	0.00	0.0	0.000	NO3-			
ZN++		KEINE ANALYSE		F-		KEINE ANALYSE	
AL+++		KEINE ANALYSE					

SUMME 55.400 3215.06 100 % 186.800 3180.67 100 %
 KATIONEN-ANIONEN-DIFFERENZ NACH C. JOB = -0.2
 GESAMTIONENSTAERKE J = 0.0051

GESAMTMINERALISIERUNG = 242.200 MG/KG

UNDISSOZIIERTE BESTANDTEILE

FREIE KOHLENSAEUERE KEINE ANALYSE
 ZUGEHOEERIGE CO2 2.6 MG/L
 SAUERSTOFF O2 MG/L
 SAUERSTOFFSAETTIGUNG %
 SiO2 WURDE NICHT BESTIMMT

PROZ. CA-ANTEIL DER GH 44.1 %

KATIONENVERHAELTNISSE

NA : K 1.700 NA : LI 0.000 K : LI 0.000
 CA : MG 1.784 CA : SR 86.604 MG : SR 48.539
 FE : MN 0.000 FE : ZN 0.000 FE : AL 0.000
 (NA+K) : LI 0.000 (CA + MG) : SR 135.143
 (NA+K) : (CA+MG) 0.002

ANIONENVERHAELTNISSE

CL : SO4 0.062 CL : NO3 0.481 CL : F 2.105
 HCO3 : CL 85.408 HCO3 : SO4 5.303 HCO3 : F 179.818
 NO3 : NO2 0.000 NO3 : PO4 0.000 NO3 : F 4.378

KATIONEN-ANIONENVERHAELTNISSE

CA : CL 66.261 NA : (HCO3+CO3) 0.002
 POS. BASEN-AT-I 0.777 NE. BASEN-AT-I 0.008
 SAR 0.003 (NA+K) : CL 0.223
 (NA-CL) : SO4 -0.053 (CL - NA) : MG 0.023

GESAMTHAERTE 9.05 DHG
 KARBONATHAERTE 7.42 DHG
 NICHTKARBONATH. 1.63 DHG

BERECHNUNG DURCH PROGR -ID HYDROC CODIERT VON DR. W. KOLLMANN
 GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT WIEN F.A. HYDROGEOLOGIE

CHEMISCHE WASSERANALYSE

BEZEICHNUNG DER PROBENSTELLE T 4 Schneiderbauer
 DATUM 1974 6 5

SCHUETTUNG 49 L/S TEMPERATUR 6.65 GRAD-C
 PH-GEMESSEN 7.45 LEITFAEHIGK. 317 MIKROSIEMENS
 BEI ENTNAHME-TEMP BEI 20 GRAD-C

PH-GLEICHGEW. BERECHNET 7.8
 SAETTIGUNGSINDEX -0.4
 NACH STROHECKER & LANGELIER
 KATIONEN

ANIONEN

	MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%		MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%
NA+	0.7	30.	0.7	CL-	2.4	68.	1.7
K+	0.3	8	0.2	SO4--	43.9	914.	22.3
CA++	55.2	2754.	67.8	HCO3-	186.0	3048.	74.4
MG++	15.4	1267.	31.2	CO3--	0.0	0.	0.0
FE++	0.00	0 0	0.000	NO2-	0.000	0.0	0.000
FE+++	0.00	0 0	0.000	NO3-	4.0	65.	1.6
ZN++	KEINE ANALYSE			F-	KEINE ANALYSE		
AL+++	KEINE ANALYSE						

SUMME 71.600 4060 09 100 % 236.300 4094.40 100 %
 KATIONEN-ANIONEN-DIFFERENZ NACH C. JOB = 0.2
 GESAMTIONENSTAERKE J = 0.0065

GESAMTMINERALISIERUNG = 307.900 MG/KG

UNDISOZIIERTE BESTANDTEILE

FREIE KOHELNSAEURE KEINE ANALYSE
 ZUGEHOEERIGE CO2 4.5 MG/L
 SAUERSTOFF O2 MG/L
 SAUERSTOFFSAETTIGUNG %
 SIO2 WURDE NICHT BESTIMMT

PROZ. CA-ANTEIL DER GH 68.5 %

KATIONENVERHAELTNISSE

NA : K 3.967 NA : LI 0.000 K : LI 0.000
 CA : MG 2.173 CA : SR 116.033 MG : SR 53.393
 FE : MN 0.000 FE : ZN 0.000 FE : AL 0.000
 (NA+K) : LI 0.000 (CA + MG) : SR 169.426
 (NA+K) : (CA+MG) 0.009

ANIONENVERHAELTNISSE

CL : SO4 0.074 CL : NO3 1.049 CL : F 4.594
 HCO3 : CL 45.028 HCO3 : SO4 3.335 HCO3 : F 206.841
 NO3 : NO2 0.000 NO3 : PO4 0.000 NO3 : F 4.378

KATIONEN-ANIONENVERHAELTNISSE

CA : CL 40.690 NA : (HCO3+CO3) 0.010
 POS. BASEN-AT-I 0.437 NE. BASEN-AT-I 0.007
 SAR 0.021 (NA+K) : CL 0.563
 (NA-CL) : SO4 -0.041 (CL - NA) : MG 0.029

GESAMTHAERTE 11.33 DHG
 KARBONATHAERTE 8.53 DHG
 NICHTKARBONATH. 2.79 DHG

BERECHNUNG DURCH PROGR -ID HYDROC CODIERT VON DR. W. KOLLMANN
 GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT WIEN F.A. HYDROGEOLOGIE

C H E M I S C H E W A S S E R A N A L Y S E

BEZEICHNUNG DER PROBENSTELLE M 13 Bruckwirt-Alm
 DATUM 1974 6 5

SCHUETTUNG 2.7 L/S TEMPERATUR 6.30 GRAD-C
 PH-GEMESSEN 7.25 LEITFAEHIGK. 326 MIKROSIEMENS
 BEI ENTNAHME-TEMP BEI 20 GRAD-C

PH-GLEICHGEW. BERECHNET 7.7
 SAETTIGUNGSINDEX -0.4
 NACH STROHECKER & LANGELIER
 K A T I O N E N

A N I O N E N

	MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%		MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%
NA+	1.1	48.	1.1	CL-	3.0	85.	2.2
K+	0.5	13.	0.3	SO4--	34.3	714.	18.4
CA++	79.4	3962.	93.2	HCO3-	184.0	3015.	77.7
MG++	2.8	230.	5.4	CO3--	0.0	0.	0.0
FE++	0.00	0.0	0.000	NO2-	0.000	0.0	0.000
FE+++	0.00	0.0	0.000	NO3-	4.0	65.	1.7
ZN++	KEINE ANALYSE			F-	KEINE ANALYSE		
AL+++	KEINE ANALYSE						

SUMME 83.800 4253.14 100 % 225.300 3878.68 100 %
 KATIONEN-ANIONEN-DIFFERENZ NACH C. JOB = -2.2
 GESAMTIONENSTAERKE J = 0.0065

GESAMTMINERALISIERUNG = 309.100 MG/KG

UNDISOZIIERTE BESTANDTEILE

FREIE KOHLENSAEURE KEINE ANALYSE
 ZUGEHORIGE CO2 6.2 MG/L
 SAUERSTOFF O2 MG/L
 SAUERSTOFFSAETTIGUNG %
 SID2 WURDE NICHT BESTIMMT

PROZ. CA-ANTEIL DER GH 94.5 %

KATIONENVERHAELTNISSE

NA : K 3.740 NA : LI 0.000 K : LI 0.000
 CA : MG 17.193 CA : SR 166.902 MG : SR 9.708
 FE : MN 0.000 FE : ZN 0.000 FE : AL 0.000
 (NA+K) : LI 0.000 (CA + MG) : SR 176.610
 (NA+K) : (CA+MG) 0.014

ANIONENVERHAELTNISSE

CL : SO4 0.118 CL : NO3 1.312 CL : F 5.742
 HCO3 : CL 35.635 HCO3 : SO4 4.222 HCO3 : F 204.617
 NO3 : NO2 0.000 NO3 : PO4 0.000 NO3 : F 4.378

KATIONEN-ANIONENVERHAELTNISSE

CA : CL 46.822 NA : (HCO3+CO3) 0.016
 POS. BASEN-AT-I 0.284 NE. BASEN-AT-I 0.006
 SAR 0.033 (NA+K) : CL 0.716
 (NA-CL) : SO4 -0.052 (CL - NA) : MG 0.160

GESAMTHAERTE 11.81 DHG
 KARBONATHAERTE 8.44 DHG
 NICHTKARBONATH. 3.36 DHG

BERECHNUNG DURCH PROGR. -ID HYDROC CODIERT VON DR. W. KOLLMANN
 GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT WIEN F.A. HYDROGEOLOGIE

CHEMISCHE WASSERANALYSE

BEZEICHNUNG DER PROBESTELLE R1 21 Simmerbauer
 DATUM 1974 6 4

SCHUETTUNG 3.5 L/S TEMPERATUR 9.10 GRAD-C
 PH-GEMESSEN 7.45 LEITFAEHIGK 810 MIKROSIEMENS
 BEI ENTNAHME-TEMP BEI 20 GRAD-C

PH-GLEICHGEW BERECHNET 7.4
 SAETTIGUNGSINDEX 0.0
 NACH STROHECKER & LANGELIER

KATIONEN

ANIONEN

	MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%		MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%
NA+	46.4	2017	19.2	CL-	67.6	1907	18.5
K+	1.0	26	0.2	SO4--	249.9	5203	50.6
CA++	125.2	6248	59.3	HCO3-	190.0	3114	30.3
MG++	27.2	2239	21.3	CO3--	0.0	0	0.0
FE++	0.00	0.0	0.000	NO2-	0.050	1.1	0.011
FE+++	0.00	0.0	0.000	NO3-	4.0	65	0.6
ZN++		KEINE ANALYSE		F-		KEINE ANALYSE	
AL+++		KEINE ANALYSE					

SUMME 199.800 10529.15 100 % 511.550 10288.00 100 %
 KATIONEN-ANIONEN-DIFFERENZ NACH C. JOB = -0.9
 GESAMTIONENSTAERKE J = 0.0173

GESAMTMINERALISIERUNG = 711.350 MG/KG

UNDISSOZIIERTE BESTANDTEILE

FREIE KOHLENSAEURE KEINE ANALYSE
 ZUGEHOEIGE CO2 10.0 MG/L
 SAUERSTOFF O2 MG/L
 SAUERSTOFFSAETTIGUNG %
 SID2 WURDE NICHT BESTIMMT

PROZ. CA-ANTEIL DER GH 73.6 %

KATIONENVERHAELTNISSE

NA : K 78.884 NA : LI 0.000 K : LI 0.000
 CA : MG 2.791 CA : SR 0.000 MG : SR 0.000
 FE : MN 0.000 FE : ZN 0.000 FE : AL 0.000
 (NA+K) : LI 0.000 (CA + MG) : SR 0.000
 (NA+K) : (CA+MG) 0.241

ANIONENVERHAELTNISSE

CL : SO4 0.366 CL : NO3 29.555 CL : F 3.623
 HCO3 : CL 1.633 HCO3 : SO4 0.598 HCO3 : F 5.917
 NO3 : NO2 59.368 NO3 : PO4 0.000 NO3 : F 0.123

KATIONEN-ANIONENVERHAELTNISSE

CA : CL 3.277 NA : (HCO3+CO3) 0.648
 POS. BASEN-AT-I -0.071 NE. BASEN-AT-I -0.016
 SAR 0.979 (NA+K) : CL 1.071
 (NA-CL) : SO4 0.021 (CL - NA) : MG -0.049

GESAMTHAERTE 23.76 DHG
 KARBONATHAERTE 8.72 DHG
 NICHTKARBONATH. 15.04 DHG

BERECHNUNG DURCH PROGR. -ID HYDROC CODIERT VON DR. W. KOLLMANN
 GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT WIEN F.A. HYDROGEOLOGIE

QUELLKATASTER

der nördlichen Gesäuseberge einschließlich der Reiflinger Scholle Aufnahmezeit: Sommer u. Herbst 1973 - 75

Bez.	Sh (m)	Temp. °C	Q l/s	pH	GH DEG	MKH DEG	%Ca	Q-Schw.	ge= fast zahl
[H]									
1	490	6,35	ca.1000	7,5	5,38	0,56	73,38	∞	-
2	490	6,6	800	7,5	5,42	0,58	80,37	∞	-
3	490	6,55	12	7,5	5,42	0,66	79,55	∞	-
4	490	6,5	500	7,5	5,34	0,58	81,34	350	-
5	490	7,1	4	-	-	-	ca.2	-	-
6	490	-	3	-	-	-	-	-	-
7	490	7,05	ca.5	7,6	6,75	0,31	-	-	-
8	490	6,6	ca.50	7,5	6,80	0,54	77,23	∞	-
9	500	8,1	0,03	7,55	7,45	1,71	72,33	3,5	z.T.
10	550	6,15	>0,30	7,6	7,39	1,15	76,94	2,0	Ja
11	550	7,6	0,16	-	-	-	-	-	-
12	530	6,4	ca.30	7,4	5,46	0,56	78,69	∞	-
12a	525	6,45	15-20	7,4	5,31	0,55	81,43	∞	-
13	615	7,6	>0,35	7,5	7,73	0,73	73,04	1,0	z.T.
14	620	7,2	1,20	7,45	7,44	0,64	68,67	-	-
15	630	8,9	0,14	7,4	6,93	0,77	72,05	-	-
[T]									
1	555	6,2	>1,70	7,4	10,25	2,69	-	-	z.T.
2	562	6,55	1,05	7,4	9,47	2,05	64,51	2,11	-
3	565	6,1	3,20	-	-	-	-	-	-
4	563	6,7	38	7,3	11,52	3,26	65,40	3,48	z.T. 545
5	568	6,7	0,85	-	10,30	1,34	-	-	Ja
6	725	5,75	140	7,55	6,51	0,69	65,23	7,35	z.T.
7	922	5,4	0,1	-	-	-	-	-	-
8	1125	8,1	0,15	-	-	-	-	-	-
9	1307	4,9	0,11	7,5	7,0	0,84	-	-	-
10	810	6,5	0,45	7,45	11,25	3,53	63,40	5,67	-
11	737	6,6	0,65	-	-	-	-	-	-
12	896	11,4	0,08	-	-	-	-	-	-
13	993	5,85	0,35	7,5	9,20	1,64	-	-	-

Wasserbuch-Postzahl der Bezirkshauptmannschaft Liezen

Bez.	Sh (m)	Temp. °C	Q l/s	pH	GH DEG	MKH DEG	%Ca	Q-Schw.	ge= fast zahl
[T]									
14	1093	6,25	0,28	7,4	9,35	0,95	-	-	-
15	830	8,3	0,25	7,55	19,32	11,20	73,22	-	-
16	460	8,05	0,10	7,4	10,75	1,15	55,21	5,33	Ja
17	700	6,9	3,5	7,6	10,05	1,09	55,96	-	-
18	720	-	0,5	-	-	-	-	-	-
[M]									
1	533	8,8	0,75	7,3	1,80	56,75	7,5	-	-
2	580	8,05	>2,60	7,55	1,11	53,42	2,29	-	Ja
3	575	9,55	>0,2	-	-	-	-	-	Ja 331
4	618	6,7	>0,18	7,4	12,00	1,08	-	-	Ja
5	610	6,3	0,23	7,6	11,25	0,75	-	-	z.T.
6	665	7,75	0,12	-	-	-	-	-	-
7	663	7,6	>0,37	-	-	-	-	-	Ja
8	650	-	0,2	-	-	-	-	-	-
9	630	8,2	0,07	-	-	-	-	-	Ja
10	663	7,8	1,60	7,5	11,11	0,95	53,17	1,50	-
11	718	6,1	0,3	7,4	11,20	2,24	-	-	-
12	850	9,3	0,02	-	-	-	-	-	-
13	838	6,2	3,50	7,3	11,09	3,59	89,70	25,56	-
14	870	-	0,80	-	-	-	-	-	-
15	875	6,25	1,20	7,45	8,74	0,84	63,08	-	-
16	872	6,3	0,55	7,5	8,50	0,72	62,45	-	-
17	895	5,85	ca.30	7,45	7,78	0,92	63,88	2,06	-
18	895	5,8	10	7,5	7,93	0,79	62,99	2,05	-
19	897	6,15	0,04	-	-	-	-	-	-
20	950	5,0	0,58	7,55	6,15	0,83	63,84	2,76	-
21	973	5,7	5	7,5	6,54	0,66	62,67	-	-
22	998	5,65	1,20	7,45	6,47	0,59	62,63	-	-
23	1040	5,5	0,40	-	-	-	-	-	-
24	1038	5,4	8	7,5	6,36	0,90	60,74	-	-
25	865	6,05	0,13	7,5	8,50	0,52	-	-	-
26	1170	4,6	18	7,5	6,16	0,56	78,41	∞	-
27	900	5,8	20	7,4	10,33	1,45	60,09	2	-
28	918	5,7	40	7,5	9,52	1,06	65,53	9,04	-
29	950	6,35	>0,30	7,35	19,63	8,65	69,77	3	Ja

Bez.	Sh (m)	Temp. °C	Q. l/s	pH	GH DEG	NH ₃ DEG	SO ₄	Q-Schw.	ge= falt	Post= zahl
Get										
1	613	6,5	9,50	7,5	5,60	0,48	69,53	11,43	-	-
2	810	6,5	5,50	7,45	9,67	0,65	65,12	3,59	-	-
2a	820	5,8	1,80	7,45	8,56	0,58	64,75	-	-	-
3	873	5,92	5,5	7,42	9,60	0,72	70,01	18,53	-	-
3a	832	6,37	27	7,4	10,44	0,64	69,37	4,88	-	-
3b	832	6,25	23	7,4	10,49	0,92	69,02	2,5	-	-
4	980	6,15	0,10	7,5	9,70	0,74	68,58	30,67	-	-
5	978	5,5	10	7,4	10,16	0,86	66,92	5,83	-	-
6	1038	4,95	0,45	7,45	9,06	0,88	73,49	2,36	-	-
7	1065	1,2	0,21	-	-	-	-	-	-	-
8	932	10,2	0,07	7,5	10,20	1,25	-	2,0	-	-
9	948	7,8	0,15	-	-	-	-	-	-	-
10	937	3,4	0,21	-	-	-	-	-	-	-
11	1310	4,05	0,11	7,5	6,61	0,59	65,22	-	-	-
12	966	9,23	0,09	-	-	-	-	-	-	-
14	920	6,1	>6,0	7,5	8,31	0,75	57,14	2,0	ja	-
15	1200	-	0,25	-	-	-	-	-	-	-
16	1262	-	0,4	-	-	-	-	-	-	-
17	1197	1,8	8	7,5	5,00	0,38	-	-	-	-
[R]										
1	699	6,92	30,08	7,5	5,96	0,42	79,89	5,3	-	-
2	810	5,8	0,25	-	-	-	-	-	-	-
3	822	5,4	2,4	7,5	5,5	0,6	-	-	-	-
4	823	5,6	0,5	-	5,75	0,57	-	-	-	-
5	812	5,9	10	7,55	5,86	0,54	76,48	-	-	-
6	807	5,8	1	-	-	-	-	-	-	-
7	807	5,85	>33	7,6	5,76	0,52	76,65	-	ja	-
8	806	6,0	1,30	7,5	5,88	0,56	76,38	6,72	-	-
9	825	5,95	3,80	7,5	5,88	0,50	76,95	15,65	-	-
10	817	5,85	70	7,55	5,97	0,43	75,98	28,88	-	-
11	719	6,8	2,90	7,55	5,92	0,46	77,13	2,50	-	-
12	830	-	50-100	-	-	-	-	∞	-	-
14	595	7,05	0,28	7,5	7,08	0,64	79,11	-	-	-
15	523	6,9	0,90	7,55	6,82	0,60	82,10	-	z.T.	-
16	608	6,8	18	7,55	6,62	0,60	82,23	-	-	-
17	637	6,7	2,10	7,5	6,64	0,62	77,07	1,10	-	-

Bez.	Sh (m)	Temp. °C	Q. l/s	pH	GH DEG	NH ₃ DEG	SO ₄	Q-Schw.	ge= falt	Post= zahl
[R]										
18	655	6,8	6,50	7,5	6,79	0,57	76,57	24,17	-	-
[B]										
1	1503	4,2	0,1	7,6	7,5	0,5	60,42	14,0	z.T.	-
2	1335	4,7	0,07	7,6	6,3	0,14	-	-	ja	-
3	1125	4,7	0,17	7,5	6,50	1,18	-	4,72	-	-
4	1173	3,3	0,05	-	-	-	-	-	-	-
5	1045	6,2	0,4	7,6	10,0	0,9	-	-	-	-
6	915	6,85	3,5	7,4	7,85	0,65	60,60	-	-	-
7	925	12,3	2,3	-	7,00	0,96	-	-	-	-
8	933	6,6	0,28	-	-	-	-	-	-	-
[B]										
1	963	10,2	0,22	7,45	9,15	0,61	90,32	22,0	-	-
2	963	7,95	0,25	7,5	10,79	0,57	72,26	1,75	-	-
3	1020	8,5	0,15	-	-	-	-	-	-	-
4	1010	5,35	0,65	7,4	11,02	0,88	56,61	2,03	-	-
5	925	4,5	0,18	7,4	6,41	0,53	86,01	5,45	-	-
6a	573	7,5	0,60	7,5	9,24	0,70	52,18	-	-	-
6	975	7,15	1,70	7,45	9,32	0,78	53,73	1,40	-	-
7	555	6,65	0,90	7,45	8,29	0,71	54,66	1,55	-	-
8	1203	7,35	4,0	7,5	8,79	0,67	52,65	1,0	-	-
9	1030	4,5	0,4	7,5	9,50	0,96	-	-	-	-
10	985	6,2	2,50	7,4	10,73	0,65	63,88	27,5	-	-
11	930	12,8	0,08	-	-	-	-	-	-	-
12	956	11,4	0,02	-	-	-	-	-	-	-
13	838	7,8	2,55	7,5	9,68	0,72	52,84	1,45	-	-
14	846	7,7	3,5	7,6	9,42	0,60	52,74	-	-	-
15	803	7,6	0,36	7,5	9,45	1,05	54,02	-	-	-
16	918	6,9	2,85	7,5	9,15	0,61	53,10	-	-	-
17	825	7,2	1,90	7,45	10,10	1,98	57,65	-	-	-
18	822	7,3	0,55	-	-	-	-	-	-	-
19	820	7,2	0,80	-	-	-	-	-	z.T.	-
20	717	8,6	>6,0	7,4	48,33	39,87	76,29	-	ja	525
21	630	9,06	4,0	7,4	23,48	15,44	72,09	1,72	-	-
22	630	8,85	1,0	7,5	14,67	6,13	66,11	-	ja	869
23	612	9,3	0,85	7,3	13,83	0,67	78,96	54,44	-	-
24	840	9,3	0,07	-	-	-	-	-	-	-

Bez.	Sh (m)	Temp. °C	Q. l/s	pH	GH DEG	NKH DHG	%Ca	↓-Schw.	Se= fact	Post= zahl
RI										
25	940	9,0	0,12	7,5	8,96	0,90	95,50	-	-	-
26	945	10,1	0,09	-	-	-	-	-	-	-
Schel										
1	745	14,6	0,02	-	-	-	-	-	-	-
2	723	8,25	0,02	7,4	13,30	2,38	-	-	-	-
3	713	7,05	8,0	7,3	20,53	11,07	74,85	1,60	-	-
4	808	7,3	0,65	7,45	12,77	1,71	57,63	4,58	-	-
5	950	11,6	0,17	7,5	13,00	3,76	-	-	-	-
5a	888	6,55	0,60	7,5	10,68	1,30	59,54	-	-	-
5b	910	6,2	0,45	7,5	10,99	1,39	67,07	-	-	-
6	930	5,4	3,5	7,5	8,04	0,83	57,94	2,29	-	-
6a	940	5,1	3,0	7,4	8,34	1,06	57,32	-	-	-
7	1010	5,25	0,6	7,5	7,25	0,39	-	-	-	-
8	1110	4,75	3,30	7,5	7,35	0,57	56,71	26,47	-	-
9	625	7,8	0,37	7,6	11,17	1,51	61,23	-	-	-
10	613	7,7	> 0,24	7,5	10,90	0,40	81,06	-	ja	-
11	743	7,2	0,12	7,6	10,05	0,95	51,58	1,50	-	-
12	ca820	-	0,2	-	-	-	-	-	-	-
W										
1	563	9,7	0,9	7,3	13,18	0,86	57,62	2,33	ja	-
2	606	7,4	0,17	7,4	12,10	1,04	53,10	-	-	-
3	618	8,9	0,13	-	-	-	-	-	-	-
4	694	8,4	0,03	-	-	-	-	-	-	-
5	838	8,1	0,04	-	-	-	-	-	-	-
6	827	7,05	0,18	7,5	10,98	0,90	53,33	-	-	-
7	715	-	0,2	-	-	-	-	-	-	-
8	700	8,45	0,45	7,45	13,06	1,22	52,57	-	-	-
9	765	-	0,2	-	-	-	-	-	-	-
10	675	8,9	0,35	-	-	-	-	-	-	-
11	740	7,9	0,35	7,5	12,66	1,24	50,88	-	-	-
12	680	8,2	0,15	-	-	-	-	-	-	-
13	693	7,3	0,18	7,55	11,94	1,16	51,69	-	-	-
14	725	-	0,20	-	-	-	-	-	-	-
15	678	7,7	0,40	7,4	12,05	1,55	53,53	-	-	-
16	685	8,6	0,07	-	-	-	-	-	-	-
17	772	7,3	0,145	7,5	9,66	0,98	84,98	2,64	ja	-
Z										
1	554	7,95	0,17	7,6	11,28	1,06	52,79	-	-	-
2	524	8,9	0,15	-	-	-	-	-	-	-
3	677	8,3	0,11	-	-	-	-	-	-	-
4	640	-	0,15	-	-	-	-	-	-	-
5	732	7,7	0,16	7,6	11,60	1,24	52,03	-	-	-
6	708	8,1	0,02	-	-	-	-	-	-	-
7	718	7,45	0,08	-	-	-	-	-	-	-
8	694	7,75	0,06	7,4	12,02	1,35	53,22	-	ja	-
9	470	11,5	0,04	-	-	-	-	-	-	-

Bez. Sh Temp. Q. PH GH NKH %Ca Q-Schw. ge= Post=
 (m) °C l/s DHG DHG DHG %Ca Q-Schw. fast zahl

F

10	495	8,1	0,12	7,6	11,29	0,93	57,74	-	-	-	-
11	455	8,8	0,5	7,6	12,28	0,87	56,39	-	-	-	-
12	435	7,3	0,09	7,45	11,97	1,33	56,13	-	-	-	-
13	495	-	-	-	-	-	-	-	Ja	-	-
14	600	-	1,0	-	-	-	-	-	-	-	-
Sf											
1	572	7,5	0,08	7,4	12,0	1,5	-	-	-	-	-
2	585	8,55	0,10	7,45	11,22	1,22	55,29	41,67	z.T.	-	-
2a	580	7,6	4,90	7,45	10,96	1,10	56,38	5,42	z.T.	45	-
3	800	10,25	0,06	7,4	10,75	0,53	-	-	3,8	-	-
4	943	7,8	0,18	-	-	-	-	-	-	-	-
5	828	7,1	0,03	7,5	11,02	1,08	51,79	4,0	-	-	-
6	863	8,9	0,08	-	-	-	-	-	-	-	-
7	734	8,55	0,13	-	-	-	-	-	-	-	-
8	853	7,4	0,21	7,5	10,50	1,12	53,17	-	-	-	-
9	836	8,2	0,25	7,6	10,67	1,43	52,01	-	-	-	-
10	625	10,4	0,05	-	-	-	-	-	-	-	-
11	673	8,15	0,18	7,55	14,52	1,16	54,94	-	-	-	-
12	718	8,8	0,21	7,55	12,07	1,29	53,80	-	-	-	-
13	595	9,25	> 0,28	7,45	13,46	1,84	55,41	-	Ja	-	-
14	520	8,2	0,40	7,3	13,31	2,04	72,14	-	Ja	-	-
15	485	9,4	> 0,05	-	-	-	-	-	Ja	-	-
16	480	8,1	> 0,07	7,3	13,89	1,50	76,61	-	Ja	-	-
17	475	8,5	> 0,11	-	-	-	-	-	Ja	-	-
18	470	9,6	> 0,02	-	-	-	-	-	Ja	-	-
Sch											
1	532	5,7	> 0,3	7,35	10,86	1,34	65,67	4,0	Ja	-	-
2	630	-	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-
3	760	18,4	0,01	7,6	5,3	0,26	-	-	-	-	-
4	665	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-
5	625	7,4	0,08	7,6	12,5	0,74	-	-	-	-	-
6	600	9,3	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-
7	643	8,3	0,13	7,5	11,5	0,16	-	-	-	-	-
8	774	6,1	0,015	-	-	-	-	-	-	-	-
9	770	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-
10	853	6,7	0,1	7,4	9,5	0,40	-	-	-	-	-

Bez. Sh Temp. Q. PH GH NKH %Ca Q-Schw. ge= Post=
 (m) °C l/s DHG DHG DHG %Ca Q-Schw. fast zahl

Sch

11	745	7,05	0,25	7,4	11,0	1,20	-	-	-	-	-
12	855	7,9	0,25	-	-	-	-	-	-	-	-
13	815	9,45	0,06	-	-	-	-	-	-	-	-
14	845	5,95	0,31	7,5	10,50	0,84	-	-	-	-	-
15	895	-	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-
16	860	6,75	0,12	-	-	-	-	-	-	-	-
17	910	6,4	0,27	-	-	-	-	-	-	-	-
18	735	8,1	0,08	7,4	11,7	0,5	-	-	-	-	-
19	750	7,2	0,65	7,5	11,50	0,86	-	-	-	-	-
20	792	7,45	0,22	7,5	10,70	0,06	-	-	-	-	-
21	800	7,3	0,35	7,4	10,80	0,08	-	-	-	-	-
22	875	7,2	0,27	7,5	9,3	0,2	-	-	-	-	-
Lot											
1	750	7,0	> 0,7	7,3	20,27	9,28	71,60	3,0	Ja	991	-
2	776	6,9	0,68	7,3	26,41	15,35	69,63	1,26	Ja	-	-
3	795	6,58	0,70	7,5	11,75	1,42	48,03	4,38	-	-	-
4	785	6,68	2,40	7,4	12,45	2,85	67,90	2,08	-	-	-
5	640	8,6	1,45	7,1	32,5	18,5	77,06	2,31	-	-	-
6	717	9,7	0,04	-	-	-	-	-	-	-	-
7	723	10,7	0,06	-	-	-	-	-	-	-	-
8	738	9,1	0,1	7,5	10,50	1,68	-	-	-	-	-
9	755	7,7	0,58	7,45	10,49	0,55	53,68	1,12	-	-	-
10	755	7,65	0,52	7,45	10,46	0,72	53,96	1,1	-	-	-
11	798	7,6	0,45	-	-	-	-	-	-	-	-
12	695	8,6	> 0,18	-	-	-	-	-	-	-	-
13	757	7,85	0,85	7,4	11,61	0,69	53,92	2,82	-	-	-
14	753	7,95	0,1	-	11,70	0,92	-	1,25	-	-	-

Lot

1	815	6,65	2,50	7,45	11,29	2,25	68,45	1,28	-	-	-
1a	810	6,3	0,8	7,4	13,33	4,16	71,09	-	-	-	-
2	765	13,6	0,05	-	1,50	0,66	-	-	-	-	-
3	698	7,6	0,18	-	10,50	0,14	-	-	z.T.	-	-
4	797	12,4	0,12	7,6	11,0	0,64	-	-	-	-	-
5	670	10,2	0,01	7,5	10,70	0,34	-	-	-	-	-
6	687	8,58	0,185	7,35	11,93	1,01	53,24	6,36	-	-	-

Bez.	Sh (m)	Temp. °C	Q l/s	pH	GH DEG	NKH DEG	%Ca	Q-Schw.	Ge= fast zahl	Post= zahl
[ME]	7	655	7,95	> 3,40	7,55	10,76	1,10	53,87	-	z.T.
8	633	8,6	0,65	-	-	-	-	-	-	-
9	611	9,0	0,56	7,3	14,10	2,06	61,82	-	-	-
10	609	7,9	0,16	7,5	15,78	2,20	66,32	-	-	-
[Buch]	1	990	8,3	0,1	7,5	8,75	0,91	-	-	-
2	952	5,6	13,0	7,45	7,12	0,74	55,35	5,20	z.T.	-
3	1020	11,6	0,05	-	12,50	1,02	-	-	-	-
4	696	8,3	> 0,4	-	-	-	-	-	Ja	1
5	728	5,15	0,72	7,4	22,35	10,87	74,66	-	-	-
6	737	8,2	0,27	-	-	-	-	-	-	-
7	738	8,05	0,22	7,5	19,99	8,51	73,14	-	-	-
8	836	7,6	0,38	7,6	11,77	0,43	72,59	-	-	-
9	867	9,7	> 0,04	7,6	15,59	6,35	73,80	-	z.T.	-
10	774	6,35	5,80	7,6	9,50	1,10	71,27	-	-	-
11	785	6,4	2,0	7,4	10,53	1,08	70,21	-	-	-
12	745	6,5	1,5	7,45	11,17	1,23	65,60	-	-	-
[Bil]	1	879	4,45	0,60	7,5	7,50	0,91	58,36	-	-
2	863	5,1	0,17	7,45	8,25	0,81	58,83	1,13	-	-
3	925	6,0	4,60	7,5	7,67	0,81	71,24	3,29	-	-
4	927	5,95	0,95	7,5	7,66	0,80	71,20	-	-	-
5	1010	8,4	0,7	-	-	-	-	-	-	-
6	923	7,9	0,2	-	-	-	-	-	-	-
7	1028	6,2	2,15	7,4	6,75	0,17	-	-	-	-
8	1010	7,6	0,1	-	-	-	-	-	-	-
9	987	5,8	0,75	7,4	7,00	1,12	-	-	-	-
10	1040	9,4	0,4	7,6	7,75	0,47	-	-	-	-
11	665	7,2	0,5	7,4	9,32	1,02	69,35	-	-	-
12	660	7,1	0,4	-	-	-	-	-	-	-
13	660	6,9	0,15	-	-	-	-	-	-	-
14	660	6,9	0,35	7,45	9,32	1,13	68,75	-	-	-
[G]	1	655	6,9	80,0	7,4	10,50	1,02	64,42	1,5	-
1a	630	6,95	70,0	7,4	9,97	1,01	70,90	-	-	-
[G]	2	662	6,85	83	7,4	9,83	1,15	65,83	4,89	-
3	765	6,55	7,30	7,45	10,00	0,43	67,07	2,24	-	-
4	725	6,08	2,0	7,5	6,34	0,60	65,72	1,11	-	-
5	725	5,9	5,70	7,5	6,22	0,76	61,08	2,85	-	-
6	915	5,2	10	7,55	5,49	0,45	62,45	-	-	-
7	935	5,9	30	7,5	5,06	0,47	66,14	-	-	-
8	692	7,05	> 0,45	7,4	9,62	0,94	64,96	1,29	Ja	-
8a	692	7,1	> 0,55	-	-	-	-	1,16	Ja	-
8b	693	7,0	0,10	-	-	-	-	5,0	-	-
9	747	8,9	0,7	-	-	-	-	-	-	-
10	1040	9,2	0,12	7,55	10,06	2,52	74,67	-	-	-
11	1040	7,4	0,02	-	-	-	-	-	-	-
12	722	8,1	0,16	7,3	11,50	-	-	1,63	-	-
13	745	6,55	> 0,30	7,6	9,09	0,89	84,24	1,0	Ja	-
14	913	5,65	3,20	7,5	8,75	1,00	74,17	1,23	-	-
15	978	9,9	0,04	7,6	11,50	1,28	-	3,75	-	-
16	575	7,1	15	7,4	10,38	1,26	66,56	1,50	-	-
16a	674	7,4	30	7,4	9,14	1,02	63,24	1,50	Ja	-
17	632	6,4	0,50	7,45	15,25	4,20	79,55	1,92	-	-
18	1072	4,2	0,10	7,5	12,67	0,77	78,16	5,0	-	-
19	570	8,4	0,05	-	-	-	-	-	Ja	-
20	635	9,3	> 0,1	-	-	-	-	-	Ja	-
21	569	6,95	0,16	7,4	18,0	1,13	78,56	2,67	-	-
22	670	9,1	0,03	-	-	-	-	-	-	-
23	623	8,5	> 0,38	7,55	13,76	2,90	78,44	1,19	Ja	-
24	565	7,25	> 0,28	7,35	9,30	2,02	84,82	3,50	Ja	-
25	520	7,65	0,65	7,45	10,17	1,49	90,53	-	z.T.	-
26	525	8,2	0,40	7,4	10,42	0,76	92,58	-	z.T.	752
27	495	8,6	0,09	-	-	-	-	-	-	-
28	498	8,0	0,12	7,6	8,87	1,73	76,01	-	-	-
[L]	1	570	8,15	> 1	7,5	11,00	1,06	-	Ja	-
2	645	8,45	0,23	-	-	-	-	-	-	-
3	833	7,9	0,02	-	-	-	-	-	-	-
4	685	6,8	> 2-3	-	-	-	-	-	Ja	552
5	970	5,0	0,80	7,5	12,0	4,60	67,95	1,23	-	-

Bez.	Sh (m)	Temp. °C	Q. l/s	pH	GH DHC	NKH DHC	FOCa	N-Schw. zahl	Ge= falt	Post= zahl
	L									
6	979	5,23	0,9	7,5	10,00	2,32	66,65	1,06	-	-
7	1028	4,5	0,33	7,6	14,70	2,63	70,10	2,20	Ja	-
8	560	7,7	0,48	7,4	13,75	1,36	63,31	1,60	Ja	-
9	533	9,85	0,12	-	13,00	2,64	-	-	Ja	-
11	667	6,75	1,10	7,4	16,50	6,70	63,75	1,18	-	-
12	730	8,4	0,18	7,4	12,50	1,44	-	-	-	-
13	638	7,0	0,4	7,4	12,0	0,66	-	-	-	-
14	538	6,55	0,75	7,6	11,43	3,17	67,19	1,0	-	-
15	590	6,8	0,80	7,55	10,93	3,23	69,68	1,06	-	-
16	568	7,75	> 1,15	7,4	12,0	3,6	-	2,45	2.T.	-
17	579	7,1	0,4	7,7	12,0	2,5	-	2,0	Ja	925
18	580	5,95	> 2	7,45	11,0	1,75	75,85	1,43	Ja	-
19	517	6,7	0,70	7,55	12,26	1,06	75,34	00	-	-
20	620	-	0,05	-	-	-	-	-	-	-
21	625	6,7	0,3	7,45	10,43	1,19	54,14	-	Ja	-
22	550	7,0	ca. 2	-	-	-	-	4,2	Ja	39
23	620	6,4	0,08	7,4	8,47	0,84	87,04	-	-	-
24	620	6,9	0,1	-	-	-	-	-	Ja	-
25	660	7,2	0,02	-	-	-	-	-	-	-
26	680	7,4	> 0,1	7,55	11,67	2,64	56,93	-	Ja	-
27	630	10,2	0,02	-	-	-	-	-	-	-
29	640	8,9	0,02	-	-	-	-	-	-	-

Berichte der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung
des Amtes der Steiermärkischen Landesregierung
Landesbaudirektion

Verzeichnis der bisher erschienenen
Bände:

Band 1	Vortragsreihe Abfallbeseitigung, 18. April 1964, Neuauflage 1968, von W.Tronko, P.Bilek, J.Wotschke, K.Stundl, F.Heigl, E.v.Conrad	S 84,--
Band 2	Ein Beitrag zur Geologie und Morpho- logie des Mürztales von R.Sperlich, W.Scharf, A.Thurner, 1965	S 84,--
Band 3	Vortragsreihe Abfallverarbeitung 18. März 1965 von F.Fischer, R.Braun, F.Schönbeck, W.Tronko, K.Stundl, B.Urban	S 84,--
Band 4	"Gewässerschutz ist nötig" von J.Krainer, F.Hahne, H.Kalloch, F.Schönbeck, H.Moosbrugger, L.Bernhart, W.Tronko, 1965	S 56,--
Band 5	Die Müllverbrennungsanlage, Versuch einer zusammenfassenden Darstellung von F.Heigl, 1965	S 140,--
Band 6	Vortragsreihe Abfallverarbeitung 18. November 1965 von F.Schönbeck, H.Sontheimer, A.Kern, H.Rasworschegg, J.Wotschke, J.Brodbeck, R.Spincla, K.Stundl, W.Tronko, 1966	S 112,--
Band 7	Seismische Untersuchungen im Grund- wasserfeld Friesach nördlich von Graz von H.Zetinigg, Th.Puschnik und H.Novak, F.Weber, 1966	S 140,--
Band 8	Der Mürzverband von E.Fabiani, P.Bilek, H.Novak, E.Kauderer, F.Hartl, 1966	S 140,--
Band 9	Raumplanung, Flächennutzungspläne der Gemeinden von J.Krainer, H.Wengert, K.Eberl, F.Plankensteiner, G.Gorbach, H.Egger, H.Hoffmann, K.Freisitzer, W.Tronko, H.Bullmann, I.E.Hclub, 1966	S 140,--
Band 10	Sammlung, Beseitigung und Verarbeitung der festen Siedlungsabfälle von H.Erhard, 1967	S 66,--

Band 11	Siedlungskundliche Grundlagen für die wasserwirtschaftliche Rahmenplanung im Flußgebiet der Mürz von H.Wengert, E.Hillbrand, K.Freisitzer, 1967	S 131,--
Band 12	Hydrogeologie des Murtales von N.Anderle, 1969	S 131,--
Band 13	10 Jahre Gewässergüteaufsicht in der Steiermark 1959 - 1969 von L.Bernhart, H.Sölkner, H.Ertl, W.Popp, M.Noë, 1969	S 112,--
Band 14	Gewässerschutzmaßnahmen in Schwerpunktsgebieten Steiermarks, 1970 (Das vorläufige Schwerpunktsprogramm 1964 und das Schwerpunktsprogramm 1966) von F.Schönbeck, L.Bernhart, E.Gangl, H.Ertl	S 66,--
Band 15	Industrieller Abwasserkataster Steiermarks von L.Bernhart, 1970	S 187,--
Band 16/ 17	Tätigkeiten und Organisation des Wirtschaftshofes der Landeshauptstadt Graz Abfallbehandlung in Graz; Literaturangaben zum Thema "Abfallbehandlung" von A.Wasle	S 112,--
Band 18	Abwasserfragen aus Bergbau und Eisenhütte von L.Bernhart, K.Stundl, A.Wutschel, 1971	S 66,--
Band 19	Maßnahmen zur Lösung der Abwasserfragen in Zellstofffabriken von B.Walzel-Wiesentreu, W.Schönauer, 1971	S 150,--
Band 20	Bodenbedeckung und Terrassen des Murtales zwischen Wildon und der Staatsgrenze von E.Fabiani, M.Eisenhut, mit Kartenbeilagen, 1971	S 168,--
Band 21	Untersuchungen an artesischen Wässern in der nördlichen Oststeiermark von L.Bernhart, J.Zötl, H.Zetinigg, 1972	S 112,--
Band 22	Grundwasseruntersuchungen in nordöstlichen Grazerfeld von L.Bernhart, H.Zetinigg, J.Novak, W.Popp, 1973	S 90,--
Band 23	Grundwasseruntersuchungen im nordöstlichen Leibnitzerfeld von L.Bernhart, E.Fabiani, M.Eisenhut, F.Weber, E.P.Nemecek, Th.Glanz, W.Wessiak, H.Ertl u. H.Schwinghammer, 1973	S 250,--
Band 24	Grundwasserversorgung aus dem Leibnitzerfeld von L.Bernhart, 1973	S 150,--

Band 25	Wärmebelastung steirischer Wässer von L.Bernhart, H.Niederl, J.Fuchs, H.Schlatte u. H.Salinger, 1973	S 150,--
Band 26	Die artesischen Brunnen der Süd-West- steiermark von H.Zetinigg, 1973	S 120,--
Band 27	Die Bewegung von Mineralölen in Boden und Grundwasser von L.Bernhart, 1973	S 150,--
Band 28	Kennzahlen für den energiewirtschaft- lichen Vergleich thermischer Ablauge- verwertungsanlagen von L.Bernhart, D.Radner u. H.Arledter, 1974	S 100,--
Band 29	Generalplan der Wasserversorgung Steiermarks, Entwurfsstand 1973, von L.Bernhart, E.Fabiani, E.Kauderer, H.Zetinigg, J.Zötl, 1974	S 400,--
Band 30	Grundlagen für wasserversorgungs- wirtschaftliche Planungen in der Süd- Weststeiermark, 1. Teil, Einführung Hydrogeologie, Klimatologie, von L.Bernhart, J.Zötl u. H.Zojer, H.Otto, 1975	S 120,--
Band 31	Grundlagen für wasserversorgungs- wirtschaftliche Planungen in der Süd- Weststeiermark, 2. Teil, Geologie, von L.Bernhart, P.Beck-Mannagetta, A.Alker, 1975	S 120,--
Band 32	Beiträge zur wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung in Steiermark von L.Bernhart, 1975	S 200,--
Band 33	Hydrogeologische Untersuchungen an Bohrungen und Brunnen in der Ost- steiermark von H.Janschek, I.Küpper, H.Polesny, H.Zetinigg, 1975	S 150,--
Band 34	Das Grundwasservorkommen im Murtal bei St.Stefan o.L. und Kraubath von I.Arbeiter, H.Ertl, P.Hacker, H.Janschek, H.Krainer, J.Novak, D.Rank, F.Weber, H.Zetinigg, 1976	S 200,--
Band 35	Wasserversorgung für das Umland von Graz. Zur Gründung des Wasserverbandes Umland-Graz von L.Bernhart, K.Pirkner, 1977	S 180,--
Band 36	Grundwasserschongebiete von W.Kasper u. H.Zetinigg, 1977	S 150,--

Band 37	Vorbereitung einer Zentralwasserversorgung für die Südoststeiermark von L.Bernhart, 1978	S 140,--
Band 38	Zentralwasserversorgung für die Südoststeiermark, Entwicklung eines Konzeptes von L.Bernhart, 1978	S 200,--
Band 39	Grundwasseruntersuchungen im "Unteren Murtal" von E.Fabiani, H.Krainer u. H.Ertl, W.Wessiak, 1978	S 250,--
Band 40	Grundlagen für wasserversorgungswirtschaftliche Planungen in der Süd-Weststeiermark, 3. Teil. Die Grundwasserführung im Tale der Laßnitz, Sulm und Saggau zwischen Grundgebirge und Leibnitzerfeld von H.Fessler, 1978	S 80,--
Band 41	Grundlagen für wasserversorgungswirtschaftliche Planungen in der Süd-Weststeiermark, 4. Teil, Grundwassererschließungen im Tal der Laßnitz, Sulm und Saggau zwischen Grundgebirge und Leibnitzerfeld von H.Zetinigg, 1978	S 100,--
Band 42	Zur Geologie im Raum Eisenerz-Radmer und zu ihrem Einfluß auf die Hydrochemie der dortigen Grundwässer von U.Mager, 1979	S 120,--
Band 43	Die Grundwasserverhältnisse im Kainachtal (St.Johann o.H. - Weitendorf) von M.Eisenhut, J.Novak u. J.Zojer, H.Krainer u. H.Ertl, H.Zetinigg, 1979	S 150,--
Band 44	Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet, Teil I. Naturräumliche Grundlagen Geologie - Morphologie - Klimatologie von E.Fabiani, V.Weissensteiner, H.Wakonigg, 1980	S 180,--
Band 45	Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet, Teil II. Die Untersuchungen Geschichte - Durchführung - Methodik von E.Fabiani, 1980	S 80,--
Band 46	Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet, Teil III. Geophysik - Isotopenuntersuchungen - Hydrochemie von Ch.Schmid, J.Zojer, H.Krainer u. H.Ertl, R.Ott, 1980	S 200,--

Band 47	Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet, Teil IV. Die Untersuchungen im Tragöstal von E.Fabiani, 1980	S 200,--
Band 48	Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet, Teil V. Untersuchungen in den südlichen Hochschwabtälern (Ilgenertal bis Seegraben) von E.Fabiani, 1980	S 280,--
Band 49	Untersuchung über die Möglichkeit zur Entnahme von Grundwasser im südlichen Hochschwabgebiet und deren Bewirtschaftung von Ch.Meidl, J.Novak, W.Wessiak, 1980	S 150,--
Band 50	Konzept der Zentralwasserversorgung Hochschwab-Süd von L.Bernhart, 1980	S 200,--
Band 51	Regionale Abwasseranlagen in der Steiermark, Bemühungen und Ergebnisse, von L.Bernhart, P.Bilek, E.Kauderer, H.Senekowitsch, O.Thaller, 1980	S 300,--
Band 52	Grundwasseruntersuchungen im Murtal zwischen Knittelfeld und Zeltweg von I.Arbeiter, H.Krainer u. H.Ertl, H.Zetinigg, 1980	S 100,--
Band 53	Grundwasseruntersuchungen im unteren Saggautal von I.Arbeiter, H.Krainer, H.Zetinigg, 1980	S 100,--
Band 54	"10 Jahre Wasserverband Hochschwab-Süd" von L.Bernhart, W.Küssel, J.Novak, R.Ott, F.Schönbeck, 1981	S 120,--
Band 55	Die Auswirkungen des Kraftwerksbaues von Obervogau auf das Grundwasser von H.Fessler, 1981	S 200,--
Band 56	Festveranstaltung "10 Jahre Wasserverband Hochschwab-Süd 1971-1981" von L.Bernhart, R.Burgstaller, M.Ruprecht, H.Sölkner, G.Bujatti, E.Wurzer, A.Zdarsky, J.Krainer, V.Ahrer, 1981	S 100,--
Band 57	Grundlagen für wasserversorgungswirtschaftliche Planungen in der Südweststeiermark, L.Bernhart, E.Hübl, E.Schubert, E.Fabiani, H.Zetinigg, H.Zojer, E.P.Nemecek u. E.P.Kauch, 1981	S 200,--

Band 58	Wasserbedarf der Südweststeiermark, L.Bernhart, Graz, 1982	S 200,--
Band 59	Kostenaufteilungsschlüssel für Abwasserverbände von P.Bilek und E.Kauderer, Graz, 1982	S 200,--
Band 60	Die Quellen des Schöcklgebietes von H.Zetinigg, W.Grießler, Th.Untersweg, V.Weissensteiner und Ch.Meidl, Graz, 1982	S 200,--
Band 61	Bedarfsermittlung für einen steirischen Wasserverbund von Ch.Meidl und Ch.Kaiser mit einer Einführung von L.Bernhart, Graz, 1983	S 200,--
Band 62	Die Messungen der Fließgeschwindig- keiten des Grundwassers im Mur- und Mürztal von H.Zetinigg, Graz, 1983	S 100,--
Band 63	Grundlagen für einen Steir. Wasser- verbund - Leitungsführungen in der Süd- weststeiermark von J.Novak u. Ch.Kaiser, Graz, 1983	S 200,--
Band 64	Steirisches Wasserverbundmodell 1982 von J.Novak, Graz, 1983	S 200,--
Band 65	Der Karst am Ostufer der Weizklamm von G.Fuchs, Graz, 1983	S 150,--
Band 66	Hydrogeologische Untersuchungen in den nördlichen Gesäusebergen von W.Kollmann, Graz, 1983	S 250,--

In diesen Preisen ist die 8 %ige Mehrwertsteuer nicht ent-
halten.

Soweit lagernd, sind sämtliche Berichtsbände bei der Steier-
märkischen Landesdruckerei (Verlag: A-8010 Graz, Hofgasse 15)
erhältlich.