

## 新潟県青海石灰岩地域の水収支

岸 和男\* 石井武政\* 永井 茂\*

KISHI, K., ISHII, T. and NAGAI, S. (1989) Groundwater balance of the Oumi Limestone area in Niigata Prefecture, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 40 (5), p. 223-237.

**Abstract:** The Oumi Limestone, one of the largest limestone body in Japan, is distributed in the northernmost part of the Hida Mountain Range. The Toumigawa Valley ranging from 200 to 1,200 m above sea level occupies the central area of the limestone body.

Since the limestone is very porous, surface water directly permeates into the underground and finally comes out from the Fukkigaguchi Limestone Cave. The cave is located about 200 m in altitude just on the base of the limestone bed, where the observation of the discharge and precipitation is carried on all through the year. Annual total discharge from the cave is  $3.1 - 4.1 \times 10^7 \text{ m}^3$ .

According to the data obtained from the observation, the Toumigawa Valley has a specific discharge of  $0.096 \text{ m}^3/\text{sec}/\text{km}^2$ . This value is 196% of an average specific discharge of the other rock area. Interrelation between the discharge (Htg) from the cave and the rainfall (Rt) is shown as  $\text{Htg} = 0.98 \text{ Rt} + 9.6$  (in mm unit), except for the snowfall season.

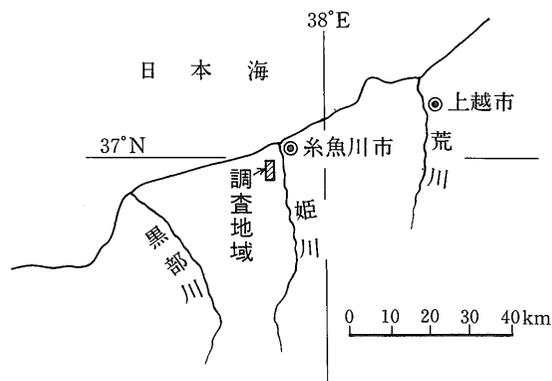
It is hydrologically concluded that the Toumigawa Valley has the catchment area of  $11.9 \text{ km}^2$ , though its geomorphological area is  $7.6 \text{ km}^2$ . This means that one third of discharge from the cave is supplied from the outside of the valley.

Based on the water quality analyses, the water from the cave is a typical calcium-carbonate type, containing a great amount of  $\text{Ca}^{2+}$  and  $\text{HCO}_3^-$ . These two major ions occupy more than 90% of total dissolved components which vary more or less with the change of the discharge.

Groundwater in the Toumigawa Valley has little connection with that of the southward Myojoyama Limestone.

### 1. はじめに

筆者らはすでに北部北上山地の<sup>あつか</sup>安家石灰岩地域について地下水収支を明らかにしてきている(岸ほか, 1981)。安家石灰岩地域は東北地方にあるが, 冬期の降雪が少なく, 水文学的には無雪地域として扱えた。それに対し本研究で取上げた青海石灰岩地域は, 日本海沿いでも屈指の豪雪地域である(第1図)。本地域を流れる田海川の流域は標高 200-1,200 m の山地であり, 標高 300 m の地点で一冬の総降雪量が 16 m 余りに達することもある。豪雪地域における石灰岩の地下水収支について述べた報告は日本ではまだ少ない。筆者らはその一端でも明らか



第1図 位置図

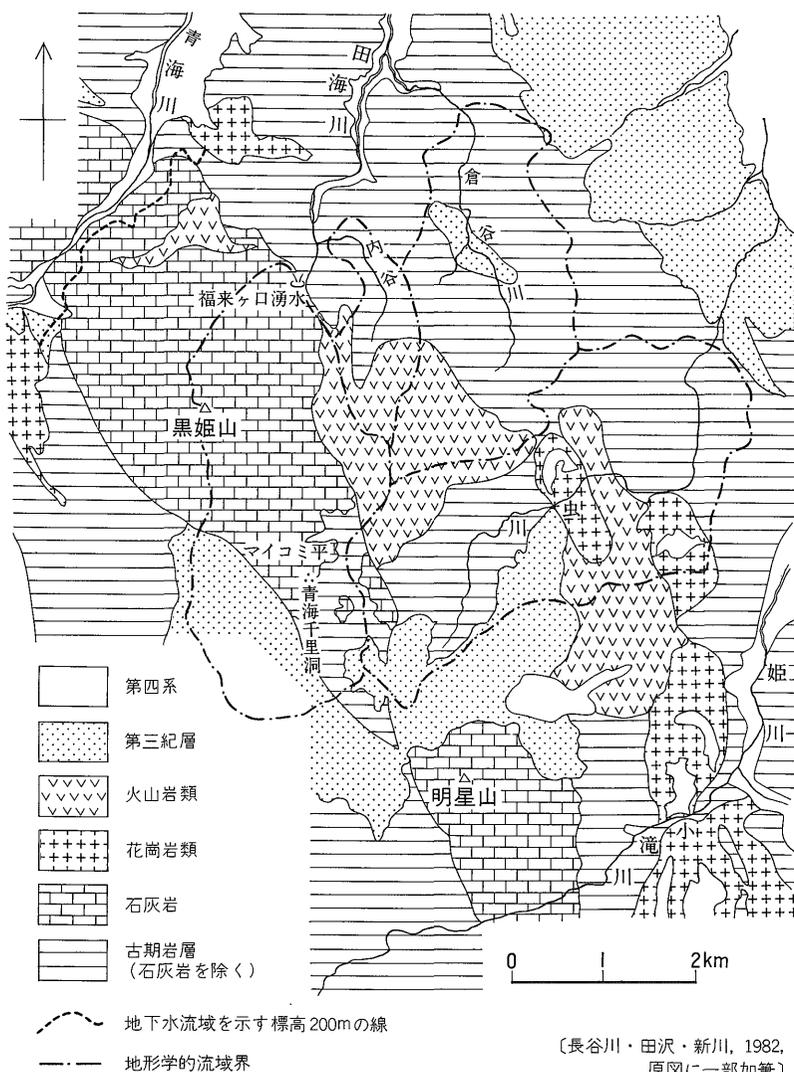
\* 環境地質部

にできればと考え3年にわたって現地調査を行い検討をこころみた。

普通このような地域の水文観測資料の取得は困難であるが、本地域では明星セメント株式会社田海鉱業所が古くから降雨量と降雪量の観測を実施しており、1980年8月からは福来ヶ口湧水の流量観測を続けている。この観測資料の全てを本研究に利用させて頂くことができた。また現地調査に際しては上記田海鉱業所及び青海町役場水道課からご協力を賜った。ここにこれらの方々に対して厚くお礼申し上げる。

## 2. 地形・地質の概要

青海石灰岩は新潟県西部の山岳地帯に分布する、我が国为数の規模を誇る石灰岩体である(第2図)。本石灰岩は飛騨山脈最北端部に位置し、青海川の西岸側から小滝川北岸側にかけて、黒姫山(標高1,221.5m)を中心に、北西-南東方向に延びている。その全延長は、上位層に覆われて一部連続を断たれているが、12km余りに達する。また平面図上での幅は、黒姫山付近で最も広く2.5km余り、分布の南東部明星山(標高1,138.5m)付近で約1.5kmとなっている。



第2図 黒姫山・明星山周辺の青海石灰岩分布図

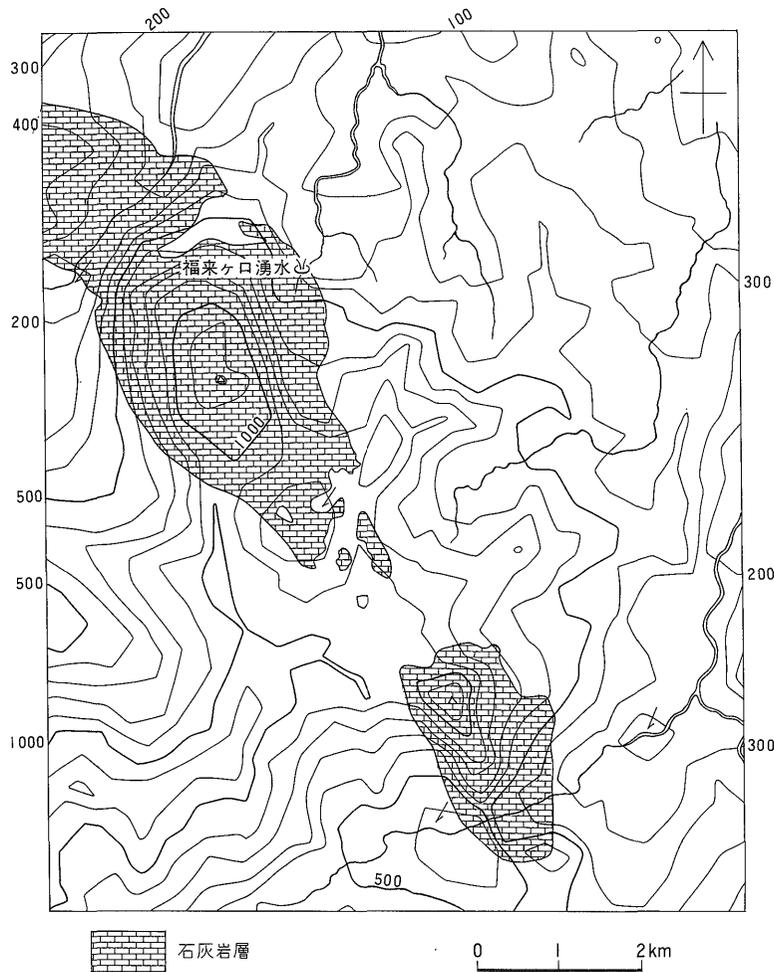
黒姫山と明星山はいずれも標高 1,000 m を越す山であるが、山頂部一帯が比較的平坦で、山腹が急崖または急斜面を呈している（第 3 図）。このような石灰岩分布地域の山容は、すでに岸ほか（1981）が報告した岩手県安家石灰岩分布地域の地形に類似している。

石灰岩分布地域を特徴づけるカルスト地形は、黒姫山一帯及びその南東方のマイコミ平付近に顕著で、多くのドリネ、ウバーレ、石灰洞が発達する（第 4 図）。石灰洞の中では、大量の湧水をみる福来ケロ大鐘乳洞や、深さ 500 m を越す竪穴洞くつの青海千里洞などが特に著名である。またマイコミ平はその形態からみてポリエ（溶食盆地）と目されるものであり、マイコミ平に源を発する田海川は、石灰岩分布地域においては通常涸れ谷となっている。

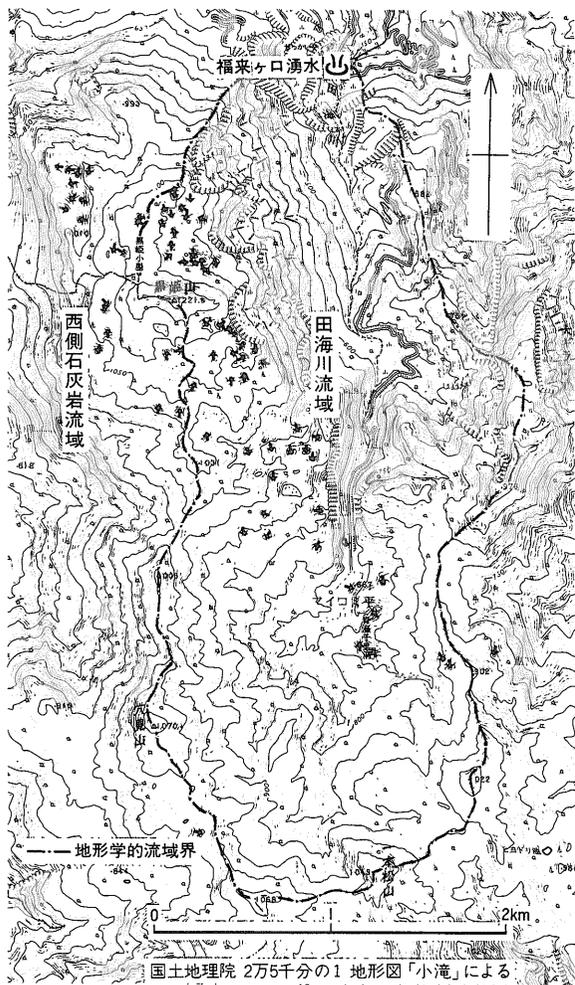
青海石灰岩については古くから地質学的・古生物学的研究が行われ、中でも紡錘虫などによる生層序学的検討の結果、同石灰岩は前期石炭紀から後期二畳紀にわたる時代の堆積物であることが知られている（長谷川ほか，1982）。しかしその地質構造は、手掛りとなる有効な鍵層が少なく、また峻険な山地にあって冬期に多量の積雪があるなどの条件が重なり、詳しくは判明していない。

### 3. 降水量

第 5 図に 1972 年から 1982 年までの 11 年間の月別平均降水量を示す。観測地点は黒姫山北側中腹の標高約 300 m の地点である。降雨量の観測は転倒ます型自記雨量計、降雪量のそれは標尺の目視によっている。第 5 図から、1 年の降水傾向は、1；降雪のみの月（1，2 月）、



第 3 図 埋谷面図



第4図 田海川流域のドリーネ分布

2; 降雪と降雨の月(3, 12月), 3; 降雨のみの月(4-11月)に分けられる。

この観測地点では降った雪を溶かして水深を計る, つまり降雪量を降水量に変換する作業をしていないので, 降水量の年間傾向は正確には判らない。雪の密度は, 一般に  $0.05-0.3 \text{ g/cm}^3$  の範囲にあると考えられている<sup>1)</sup>が, ここでは仮に積雪量 1 cm が降水量 1 mm に相当するとして扱う。この場合, 第5図の積雪量は単位を mm に読み換えれば, そのまま降水量を表すことになる。したがって, 黒姫山北側中腹の本観測地点では, 降水量は一応, 4月が最も少なく以後漸増し11月が最大, 12月は少ないが1月にまた多くなり以後減少する傾向にあるといえよう。

年間の最大降雨量は1976年の3,287 mmで, 最小降雨量は1973年の1,601 mmである。11月から翌年3月までの冬期の最大降雪量は1981-1982年の1,562 cmで, 最小降雪量は1979-1980年の319 cmである。

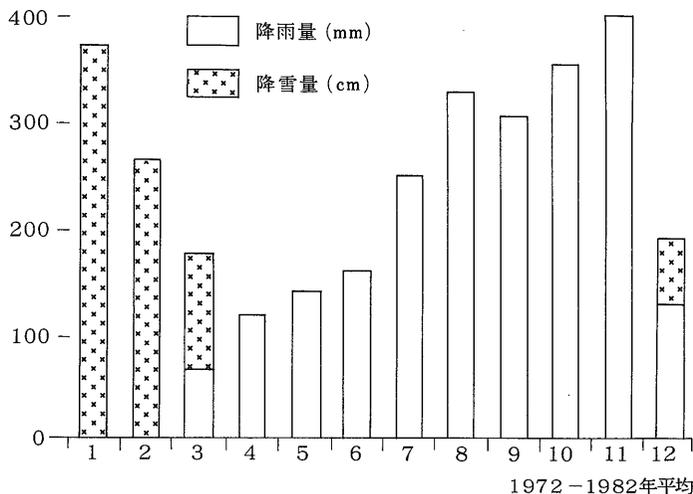
#### 4. 水収支の検討

本報告で取扱う水理・水文諸量の単位とその関係は付表 A-1 のとおりである。なお本文では単位の記載を省略したものがある。

##### 4.1 福来ヶ口湧水の流量と流況

福来ヶ口湧水の流量は, 田海鉱業所が観測した水位の記録をもとに水位-流量曲線を作成して求めた。

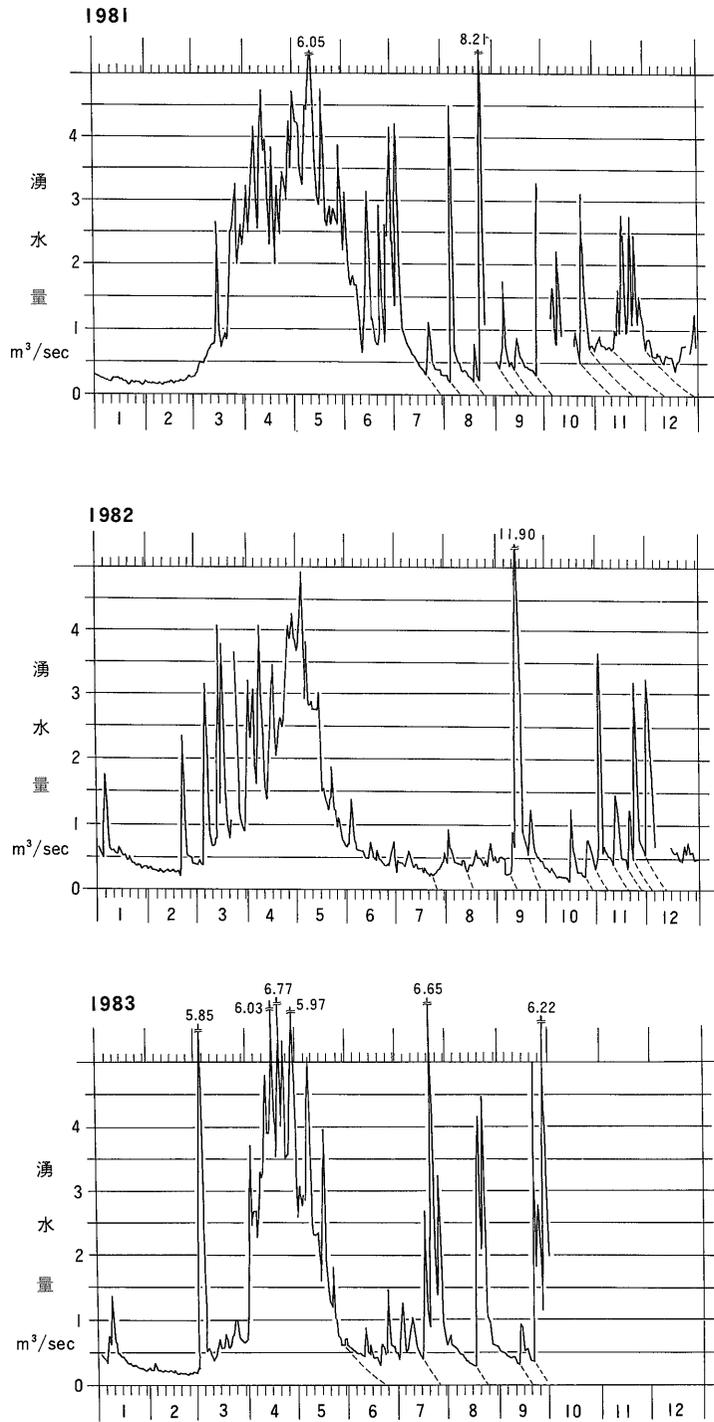
第6図に1981-1983年の約3年にわたる流量を示す。また第7図に流出高と降水量の半旬合計値を示す。流量



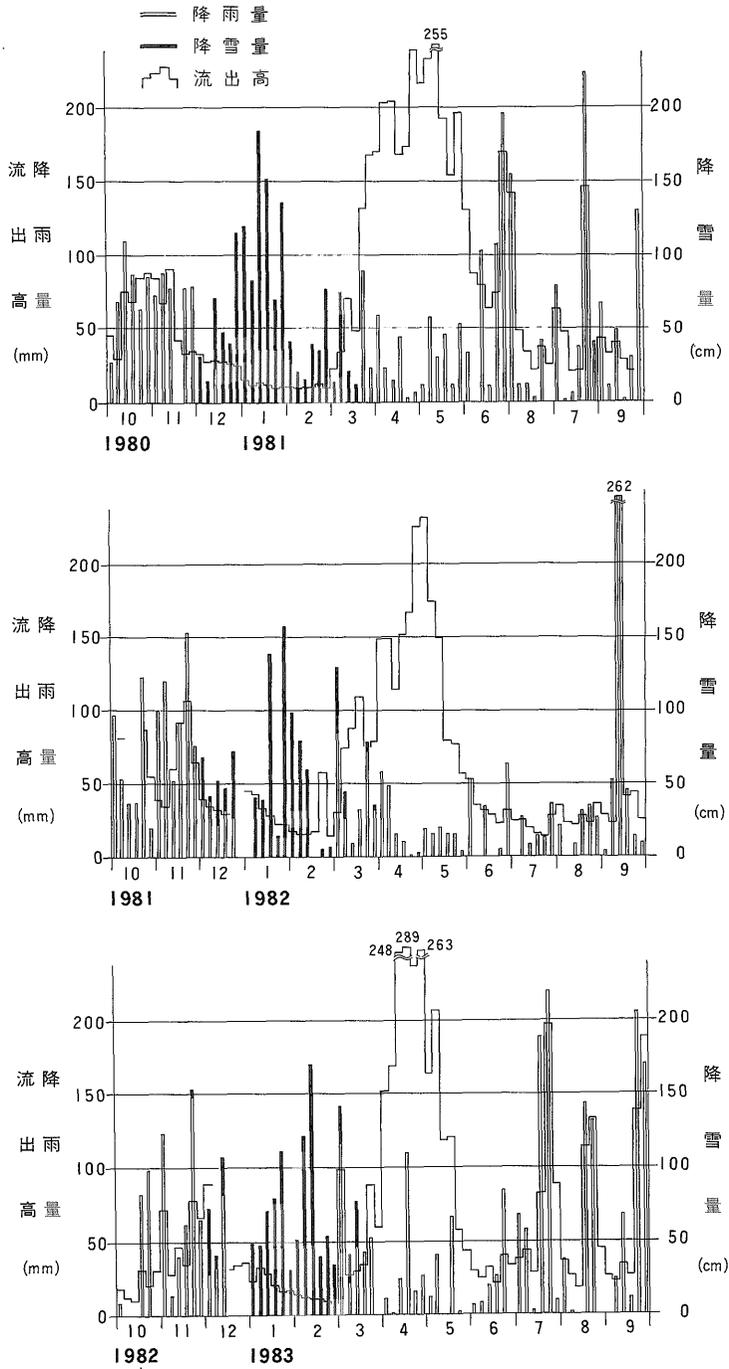
第5図 青海石灰岩地域の月別降水量

1) 平凡社(1985)の「大百科事典, 巻15」p.7-10の記述による。

新潟県青海石灰岩地域の水収支（岸 ほか）



第6図 福来ヶ口湧水の湧水量



第7図 流出高と降水量の半旬合計値

の年間傾向は次の3期間に分けられる。

1) 12月から翌年2月までの期間. 年間で流量が最も少ない. 降雨の影響による流量の極大がみられるのはこの期間を通じて0-1回である.

2) 3月から6-7月までの融雪期間. 雪解けにより融雪水が地下に浸透し, 福来ケ口からの流量が年間で最も多くなる期間である. 変動が少なく安定した融雪流量に降雨による流出成分が加わった型を示す.

3) 8月から11月までの無雪期間. 流量は降雨によって急増し, 短時間でピークに達し急減する. 以後漸減して次の降雨で再び急増するパターンを繰り返す.

これまでに観測された流量の最大値は  $11.9 \text{ m}^3/\text{sec}$ , 最小値は  $0.12 \text{ m}^3/\text{sec}$  である. 1981年の流況を第1表に示す. 平水量の比流量は, 流域面積を地形学的流域の  $7.6 \text{ km}^2$  で計算すると  $0.096 \text{ m}^3/\text{sec}/\text{km}^2$ , 地下水流域をも含めた流域面積  $11.9 \text{ km}^2$  (後述) で計算すると  $0.061 \text{ m}^3/\text{sec}/\text{km}^2$  となる.

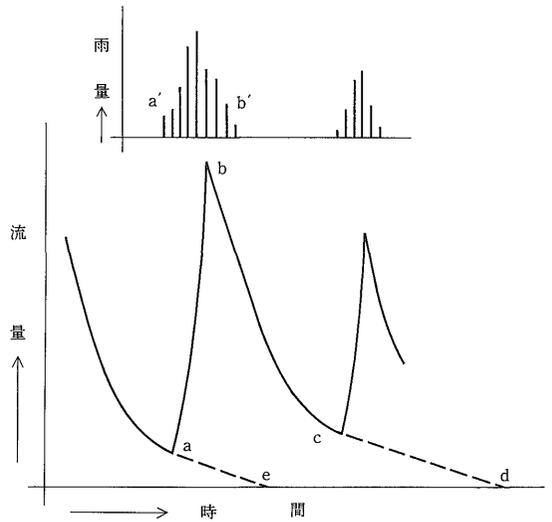
第1表 福来ケ口湧水の流況 (1981年)

項目	豊水量	平水量	低水量	渇水量
流量	1.88	0.73	0.35	0.13
比流量 I	0.247	0.096	0.046	0.017
比流量 II	0.158	0.061	0.029	0.011

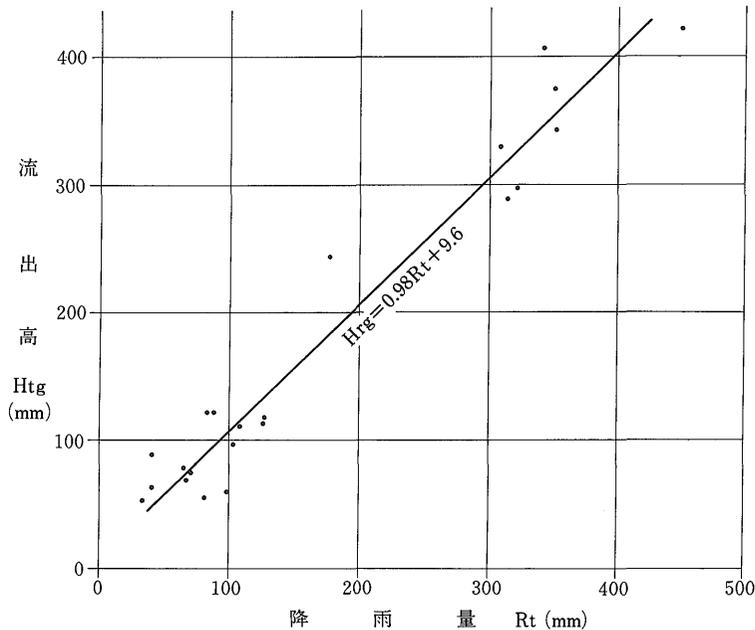
比流量 I : 地形学的流域    比流量 II : 地下水流域  
 流量 :  $\text{m}^3/\text{sec}$     比流量 :  $\text{m}^3/\text{sec}/\text{km}^2$

#### 4.2 福来ケ口湧水の流出量と降雨量との関係

3年間の無雪期間中の  $t$  日間 (第8図の  $a'-b'$ ) に降った雨の合計量を  $R_t$ , その雨によって生じた合計流出量 (第8図の  $a-b-c-d-e-a$  に囲まれた面積) を  $Q_t$  とする. この  $Q_t$  を地形学的流域面積  $A_g$  ( $7.6 \text{ km}^2$ ) で除して流出高  $H_{tg}$  に換算した22ケースについて  $R_t$  と  $H_{tg}$  との関係を第9図に示す. この図から降雨によ



第8図 降雨量と流出量の模式図



第9図 流出高と降雨量との相関

る流出高 Hrg (計算値であり、Htg とは異なる) は、

$$Hrg = 0.98 Rt + 9.6$$

ただし、Rt: t 日間降雨量 (実測値, mm)

と表される。

次に各年の無雪期間について流出高と地下水補給率 [(流出高/降雨量)×100%] を求め、第2表に示した。なお福来ケ口湧水の流量はその全量が地下水流出量であり、表面流出量は含まれない。

1980年の流出高は980mm、降雨量は1,021mm、1981年はそれぞれ1,515mmと1,595mm、1982年はそれぞれ1,048mmと1,115mmで、いずれの年も流出高と降雨量との差が小さい。このため地下水補給率は平均で95%と極めて高い値となっている。ただし、

第2表 無雪期間中における降雨からの地下水補給率 (地形学的流域)

期 間	流 出 量	流 出 高	降 雨 量	補 給 率
8月-11月	$Q_n$ ( $\times 10^6 m^3$ )	$H_{ng}$ (mm)	$R_n$ (mm)	$K_g$ (%)
1980	7.45	980	1021	96.0
1981	11.51	1515	1595	95.0
1982	7.96	1048	1115	94.0
平均				95.0

地形学的流域面積: 7.6 km<sup>2</sup>

ここで求めた流出高と地下水補給率は地形学的流域面積に基づくものである。また、福来ケ口からの流量は降雨に速やかに応答して増えるので、石灰岩地域の水の地下浸透速度はかなり早いものと期待される。なお、蒸発散量については後述する。

### 4.3 比 流 量

比流量を求めるために田海川とその周辺の非石灰岩流域7地点について、1981年10月15-16日に流量測定を行った。その結果を第3表と第10図に示す。流量は各河川とも前日14日の36.5mmの降雨によるピーク流量から次第に減衰する状態であった。例えば、田海川の流量は0.84-0.65 m<sup>3</sup>/secで、1981年の平水量(0.73 m<sup>3</sup>/sec)にほぼ相当する値であった。

第3表と第11図にそれぞれ時刻13時に補正<sup>2)</sup>した比流量(単位: m<sup>3</sup>/sec/km<sup>2</sup>)を示した。非石灰岩流域の比流量は15日が0.047-0.062(平均値0.054)で、16日が0.039-0.052(平均値0.046)であった。これらに対し、田海川流域の比流量は、15日が0.111、16日が0.085で、それぞれ非石灰岩流域の比流量の約2倍の値を示した。

### 4.4 田海川流域の地下水収支の検討

これまで流域面積を地形学的流域とした場合の石灰岩

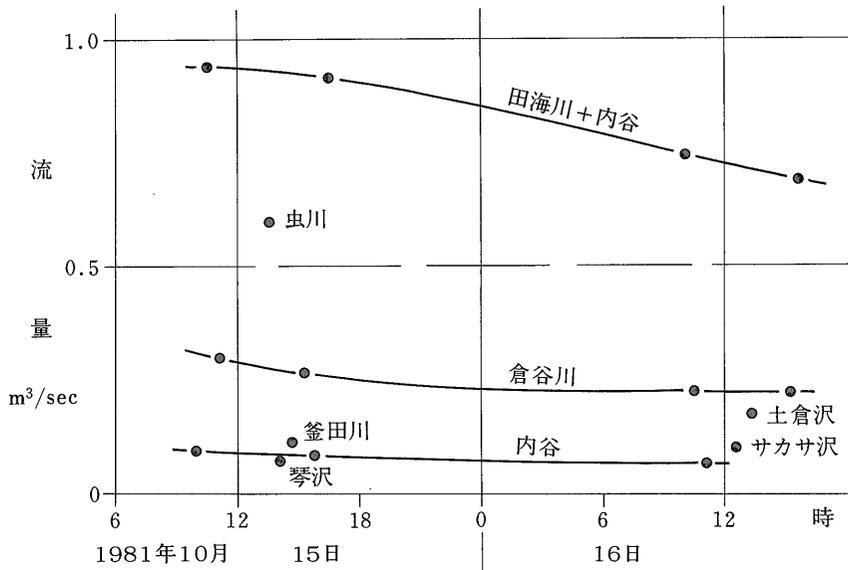
2) 補正値はグラフからの読取りによる。

第3表 河 川 流 量 と 比 流 量 (1981年10月)

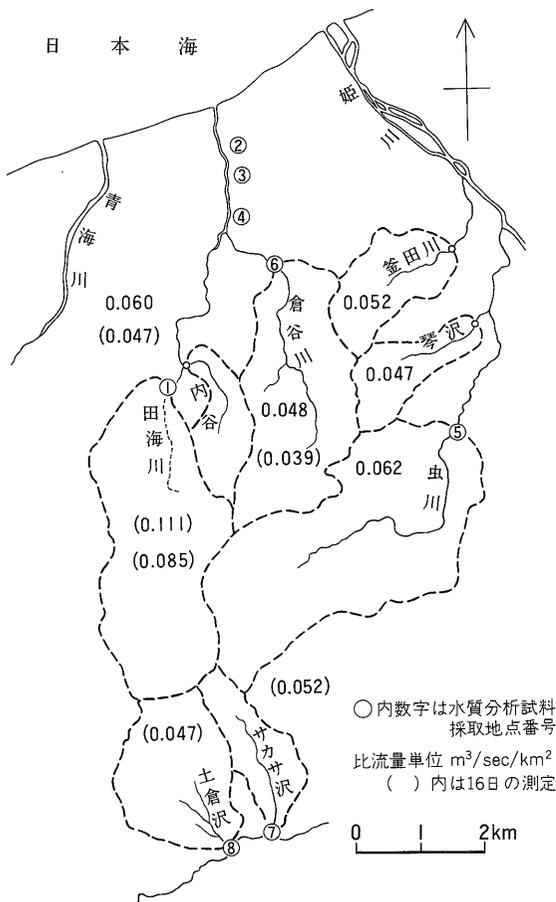
河 川 名	測定日時 (日 時 分)	流 量 (m <sup>3</sup> /sec)	補正流量 (m <sup>3</sup> /sec)	流域面積 (km <sup>2</sup> )	比 流 量 (m <sup>3</sup> /sec/km <sup>2</sup> )
田 海 川	15 10:25	0.942*			
"	" 16:36	0.918*	0.839 <sup>+</sup>	7.59	0.111
"	16 10:05	0.748*			
"	" 15:40	0.691*	0.646 <sup>+</sup>	7.59	0.085
内 谷	15 10:00	0.097			
"	" 15:50	0.085	0.090	1.50	0.060
"	16 10:15	0.071	0.070	1.50	0.047
倉 谷 川	15 11:05	0.305			
"	" 15:20	0.268	0.276 <sup>+</sup>	5.74	0.048
"	16 11:00	0.225			
"	" 15:10	0.223	0.224 <sup>+</sup>	5.74	0.039
釜 田 川	15 14:40	0.116	0.114 <sup>+</sup>	2.19	0.052
琴 沢	15 14:05	0.081	0.080 <sup>+</sup>	1.70	0.047
虫 川	15 13:25	0.600	0.595 <sup>+</sup>	9.59	0.062
サ カ サ 沢	16 12:30	0.098	0.098	1.89	0.052
土 倉 沢	16 13:10	0.170	0.170	3.63	0.047

\*: 田海川流量+内容流量    +: 測定日の13時に補正(グラフによる)

新潟県青海石灰岩地域の水収支（岸 ほか）



第10図 流量測定結果



第11図 比流量の分布と水質分析試料採取地点

流域の流況や比流量などについて述べてきたが、これらの値は非石灰岩流域の値に比べ、かなり高い値を示している。その要因として、地形・植生等の相違のほかに、石灰岩分布地域で普遍的にみられる地形学的流域界を越えた地下水流域の存在が考えられる。

第2図-第4図に示すように、田海川流域の北西側（黒姫山の北西側）には田海川流域と同様なカルスト地形の発達する石灰岩が広く分布している。この石灰岩体は田海川流域の石灰岩と連続し、青海川の更に北西側にまで分布する。本論では、地形学的流域界を越えた地下水流域が、この黒姫山北西側の石灰岩体にまで及んでいると見なして検討を進める。

福来ケ口の標高は約200mなので、この標高以上の範囲の石灰岩体の地下水は福来ケ口から湧水として流出することが十分考えられる。黒姫山北西側の石灰岩体のうち標高200m以上の面積は約4.3km<sup>2</sup>であり、田海川流域の地形学的流域面積約7.6km<sup>2</sup>と合わせて、福来ケ口湧水の地下水流域面積は約11.9km<sup>2</sup>となる。

地下水流域面積を11.9km<sup>2</sup>とした場合の福来ケ口湧水の比流量（単位：m<sup>3</sup>/sec/km<sup>2</sup>）は、10月15日が0.071、16日が0.054で、非石灰岩流域の比流量のそれぞれ131%、117%となる。この平均値は124%で、岸ほか（1981）が求めた安家石灰岩地域3地点における同様な平均値125%に極めて近いものである。

第4表には、無雪期間中の福来ケ口湧水への降雨からの地下水補給率を、地下水流域面積を11.9km<sup>2</sup>として示した。この場合の地下水補給率は、1980年が61.3%、

1981年が60.6%, 1982年が60.0%で, その平均は60.3%となる。残りの約40%は, 普通は蒸発散量と表面流出量を合わせたものに相当するが, 本流域では豪雨時以外は表面流出が生じないので, かなりの部分が蒸発散量で占められていると考えられる。仮に降雨量-流出高=蒸発散量とすると蒸発散量は1980年が395mm, 1981年が629mm, 1982年が446mmで, 1日当たり

の平均は3.9mmとなる。

第5表に降雨と降雪からの1年間の地下水補給量(地下への浸透量)を示す。1981年の地下水総流出量は $4.1 \times 10^7 \text{ m}^3$ , 流出高は3,445mmである。降雨量は2,932mmで, そのうちの1,335mmがおもに融雪期間中に降ったもので, 降雨からの合計補給量は $2.11 \times 10^7 \text{ m}^3$ である。同年の降雪量は1,410cmで, 降雪からの合計補給量は $1.99 \times 10^7 \text{ m}^3$ である。1982年の総流出量は $3.1 \times 10^7 \text{ m}^3$ , 流出高は2,605mmである。降雨量は1,980mmで, そのうちの865mmが融雪期間中に当たり, 降雨からの合計補給量は $1.41 \times 10^7 \text{ m}^3$ である。同年の降雪量は770cmで, 降雪からの補給量は $1.69 \times 10^7 \text{ m}^3$ である。

降水量の多い年に流出量が多いのは当然であるが, 降雪からの補給量の比率は年によってかなり異なる。これは雪の密度, 融雪期間中の温度, 雨の降りかたなどの相違によるものと考えられる。

第4表 無雪期間中における降雨からの地下水補給率(地下水流域)

期 間	流 出 量	流出高	降雨量	補給率
8月-11月	$Q_n$ ( $\times 10^6 \text{ m}^3$ )	$H_{nu}$ (mm)	$R_n$ (mm)	$K_u$ (%)
1980	7.45	626	1021	61.3
1981	11.50	966	1595	60.6
1982	7.96	669	1115	60.0
平 均				60.3

地下水流域面積: 11.9 km<sup>2</sup>

第5表 年間における降雨・降雪からの補給量(地下水流域)

年	流出量	流出高	降雨量	降雪量	降雨からの補給量	降雪からの補給量
	$Q_y \times 10^7$ ( $\text{m}^3$ )	$H_{yu}$ (mm)	$R_y$ (mm)	$S_y$ (cm)	$C_{yr} \times 10^7$ ( $\text{m}^3$ )	$C_{ys} \times 10^7$ ( $\text{m}^3$ )
1981	4.1	3445	2932	1410	2.11	1.99
1982	3.1	2605	1980	770	1.41	1.69

地下水流域面積: 11.9 km<sup>2</sup>

## 5. 水 質

田海川流域から周辺流域への地下水の漏出の有無, および福来ケ口湧水と下流平野部の地下水との関係を把握するため, 表流水4地点と地下水3地点の水質分析を行った。また福来ケ口湧水について, 水質の経時変化と経年変化の調査を実施した。

### 5.1 表流水・地下水の水質

1981年10月の水質分析値を第6表に, そのヘキサダ

第6表 石灰岩・非石灰岩

番 号	試 料 名	水 源 の 種 類	採 水 日 時 ( )は井戸深度 (m)	導 電 率 ( $\mu\text{S/cm}$ )	水 温 ( $^{\circ}\text{C}$ )	pH
1	福 来 ケ 口	S	13, 14:30	151	8.5	7.5
"	"	"	14, 9:20	160	8.9	7.6
"	"	"	11:20	157	8.8	7.7
"	"	"	13:20	152	8.9	7.7
"	"	"	16:20	152	—	7.7
"	"	"	15, 9:20	154	8.9	7.7
2	第 4 水 源	C	(60)	126	10.4	7.0
3	第 5 水 源	C	(60)	122	10.4	6.9
4	高 畑 (加藤)	F	(6)	139	13.2	6.3
5	虫 川	R		102	14.6	7.4
6	倉 谷 川	R		101	13.8	7.3
7	サ カ サ 沢	R		108	10.7	7.7
8	土 倉 沢	R		62.7	10.8	7.2

(注) 水源の種類 R:河川水, F:自由面地下水, S:湧水, C:被圧地下水

イヤグラムを第12図に示す。流域の大半が石灰岩で占められる福来ケ口湧水（田海川）の試料は、全溶存イオンの90%以上がCa<sup>2+</sup>とHCO<sub>3</sub><sup>-</sup>の典型的なCa-HCO<sub>3</sub>型の水質である。その導電率は150-160 μS/cm、pHは7.5-7.7、Ca<sup>2+</sup>は24-27 mg/lである。

一方、石灰岩が分布せず、砂岩・頁岩・火山岩類などから構成される周辺3流域の表流水の水質は、導電率が63-102 μS/cm、pHが7.2-7.4、Ca<sup>2+</sup>が7.2-10.7 mg/lで、石灰岩流域の水質とは明らかに異なっている。石灰岩層からの地下水はその流域の水質に敏感に反映するので（岸ほか、1981）、本地域のこのような水質の明瞭な違いは、田海川流域から他流域への地下水の漏出が起こっていないことを示していると考えられる。なおサカサ沢の水質はpHが7.7、Ca<sup>2+</sup>が14 mg/lとやや高い値を示しているが、これは田海川流域とは別の明星山石灰岩を流域に含んでいるからである。

田海川下流平野部における地下水の水質は、導電率が122-139 μS/cm、pHが6.3-7.0、Ca<sup>2+</sup>が11.5-13.6 mg/lの範囲に入り、被圧地下水、自由地下水ともに田海川からの地下水補給は受けていないとみなされる。被圧地下水の補給源は、倉谷川が平野に出る付近で多量に伏没していること、および互いの水質が類似していることから、倉谷川である可能性が高い。

### 5.2 福来ケ口湧水の水質の経時変化と経年変化

湧水量と水質との関係について、短期間の変化の一例を第13図に、長期間の水質分析結果を第7表に、その

変化を第14図に示す。

第13図においては、測定期間中（1981年10月13-15日）の14日早朝に強い降雨（36.5 mm）があり、福来ケ口からの湧水量は目視観測で朝方一時的に増加し、正午前から次第に減少した<sup>3)</sup>。すなわち湧水の溶存成分は、湧水量が増加していた14日朝には多く、そして湧水量の減少とともに少なくなっていくことが分かる。このような現象は、第15図にみるように岩手県安家石灰岩地域の龍泉洞湧水の自記観測においても多数例が記録されている。

ところで第14図の長期間にわたる水質の変化をみると、融雪期間のうち湧水量が最大かつ連続的となる4-5月に、湧水の溶存成分は極端に減少している。

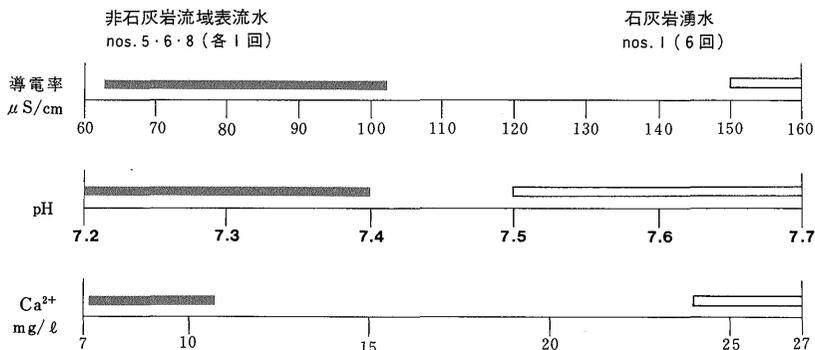
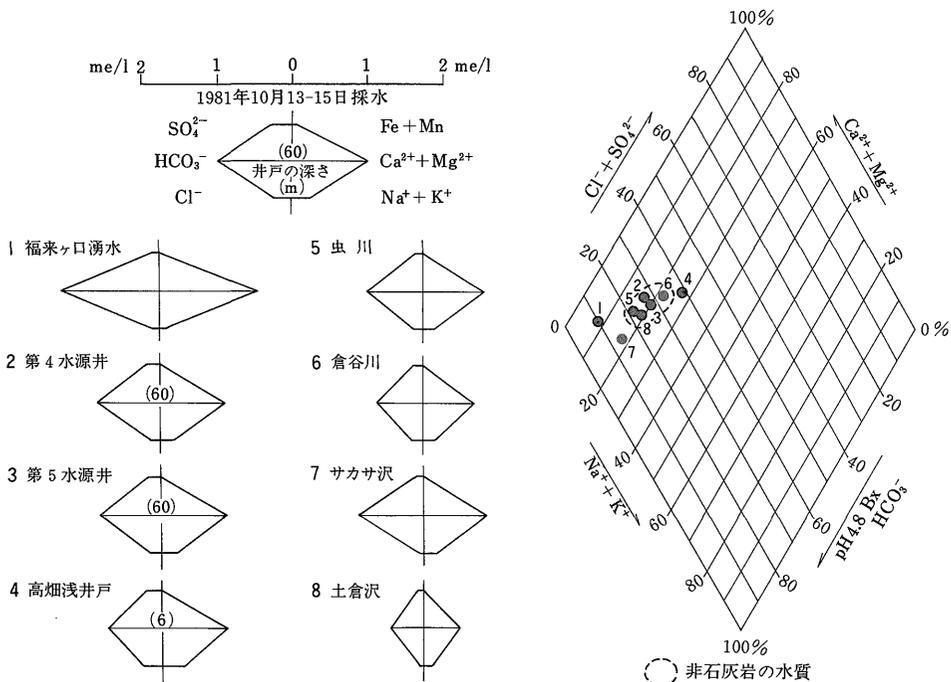
湧水量の増加に伴い、ある場合には溶存成分が増え、別の場合にはそれが減るといったことの原因は次のように考えられる。石灰岩体では常時地下水に浸っている部分の水に対する溶解度は平衡状態にあり、したがってその地下水の水質はほぼ一定であるとみなされる。しかし、平常時は地下水面よりも上にあつて水位が上昇した場合に断続的に水に浸るところでは、恐らくその表面が風化作用などで溶解しやすくなっているため、地下水位の上昇（湧水量の増加）で一時的に溶存成分が増え、地下水位の低下（湧水量の減少）に従って元に戻るのであろう。

3) この期間前後は、あいにく自記記録計が故障していたため、湧水量の値は不明である。

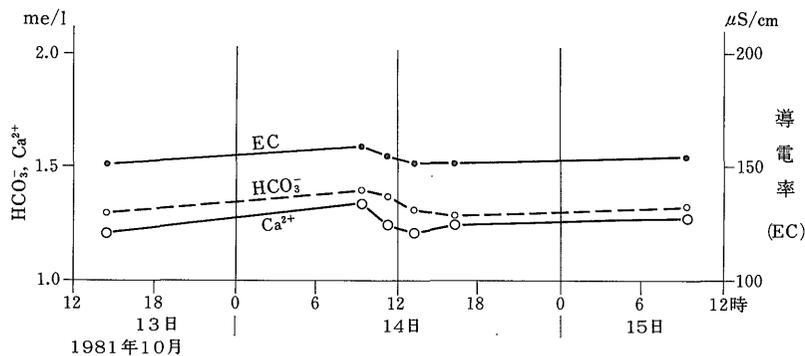
流域の水質分析結果

採水：1981年10月13-15日

RpH	M-アルカリ度 HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (me/l)	塩化物イオン Cl <sup>-</sup> (mg/l)	硫酸イオン SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	ナトリウム Na <sup>+</sup> (mg/l)	カリウム K <sup>+</sup> (mg/l)	カルシウム Ca <sup>2+</sup> (mg/l)	マグネシウム Mg <sup>2+</sup> (mg/l)	ケイ酸 SiO <sub>2</sub> (mg/l)
7.6	1.30	2.9	3.4	2.2	0.2	24.4	1.2	4.1
7.6	1.40	3.1	3.3	2.2	0.3	27.0	1.2	3.8
7.6	1.37	2.9	3.3	2.2	0.3	25.0	1.2	4.1
7.6	1.32	3.0	3.3	2.3	0.3	24.2	1.2	4.5
7.7	1.28	3.0	3.3	2.3	0.3	25.0	1.2	4.5
7.6	1.32	3.3	3.4	2.2	0.2	25.4	1.1	3.6
7.2	0.86	5.6	8.0	4.6	0.3	13.6	2.5	8.6
7.0	0.84	5.7	7.7	4.8	0.3	13.6	2.5	8.8
6.6	0.72	8.5	9.6	6.0	1.6	11.5	3.9	13.9
—	0.74	3.6	5.5	3.7	0.5	10.7	3.9	7.9
—	0.60	4.8	6.5	3.9	0.4	10.1	2.3	6.9
7.6	0.88	2.2	3.2	3.4	0.3	14.0	1.7	6.4
—	0.44	2.2	3.4	2.4	0.2	7.2	1.5	6.4

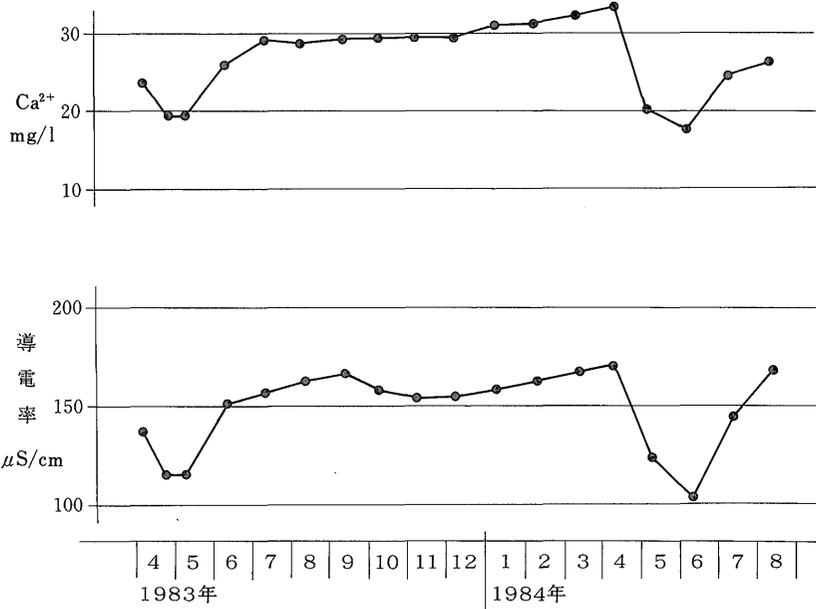


第12図 水質組成



第13図 福来ヶ口湧水の水質の経時変化

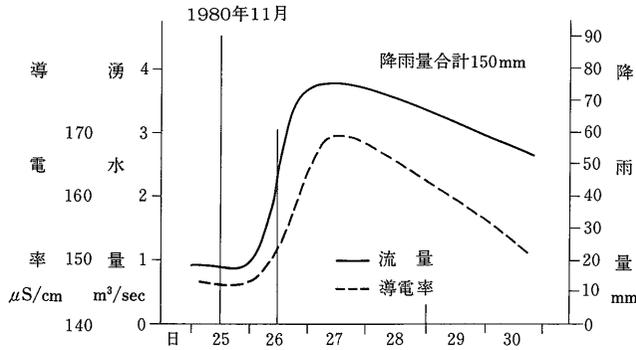
新潟県青海石灰岩地域の水収支（岸 ほか）



第14図 福来ヶ口湧水の水質の経年変化

第7表 福来ヶ口湧水の水質分析結果

番号	採水年月日	導電率 (μS/cm)	pH	RpH	M-アルカリ度 HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (me/l)	塩化物イオン Cl <sup>-</sup> (mg/l)	硫酸イオン SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	ナトリウム Na <sup>+</sup> (mg/l)	カリウム K <sup>+</sup> (mg/l)	カルシウム Ca <sup>2+</sup> (mg/l)	マグネシウム Mg <sup>2+</sup> (mg/l)	鉄 total Fe (mg/l)	ケイ酸 SiO <sub>2</sub> (mg/l)
1	1983 4/ 8	136	7.4	7.6	1.02	3.9	2.0	2.3	0.5	23.5	0.7	0.19	3.0
2	4/26	113	—	—	0.88	3.0	0.9	1.9	0.6	19.5	0.7	0.22	1.1
3	5/12	113	7.4	7.6	0.92	3.0	0.9	1.8	0.5	19.5	0.7	0.16	3.7
4	6/10	150	7.6	7.9	1.26	3.0	2.3	2.3	0.3	26.0	1.4	0.12	3.2
5	7/10	157	7.5	7.7	1.39	2.8	1.7	2.2	0.4	28.6	1.1		3.4
6	8/10	162	7.3	7.6	1.38	3.0	1.0	2.5	0.4	28.6	1.5		3.8
7	9/12	165	7.5	7.7	1.42	2.9	1.4	2.6	0.4	29.5	1.6		4.2
8	10/11	157	7.4	7.6	1.30	2.6	1.4	2.5	0.5	29.8	1.3		4.2
9	11/ 9	153	7.4	7.6	1.28	3.5	1.5	2.6	0.6	29.5	0.7	0.22	3.9
10	12/ 9	154	7.5	7.6	1.30	3.9	1.0	2.5	0.5	29.1	1.3	0.40	4.2
11	1984 1/10	157	7.6	7.8	1.36	3.6	1.0	2.8	0.4	31.1	1.6	0.27	4.1
12	2/ 9	162	7.6	7.7	1.36	3.3	1.0	2.8	0.4	31.0	1.8	0.26	4.1
13	3/13	167	7.6	7.8	1.40	3.3	0	2.8	0.5	32.1	1.9		2.9
14	4/ 8	170	7.3	7.6	1.18	7.0	5.3	3.9	0.7	33.0	1.1		2.6
15	5/ 7	122	7.5	7.6	0.96	3.6	3.1	2.0	0.5	20.2	0.6		3.0
16	6/10	103	7.3	7.5	0.90	2.2	5.2	1.6	0.5	17.6	0.7		1.1
17	7/11	143	7.4	7.6	1.26	2.5	2.1	1.7	0.5	24.1	1.1		2.0
18	8/12	168	7.5	7.8	1.46	2.9	2.2	2.4	0.3	25.8	1.5		3.1



第15図 安家石灰岩龍泉洞湧水の湧水量と導電率の変化の一例

一方、融雪期間は地下水補給量が大量でしかも連続的であるため、むしろ希釈効果が上回って溶存成分が減少するものと考えられる。

### 6. ま と め

田海川およびその周辺流域について、流量、降水量、水質の解析を行い、流況・比流量・地下水補給率などの水文諸量を算出し、本地域の地下水収支の一端を明らかにした。

本地域は年間を降雪期間・融雪期間・無雪期間に分けることができる。降雪期間はおもに12-2月の間で、流量は1年のうち最も小さい。融雪期間は3-7月の間で、安定した多量の融雪流量に降雨流量が加わったものであり、年間で最も流量が大きい。無雪期間は8-11月で降雨に対応した流量を示す。

田海川の流域面積を地形学的流域面積の7.6 km<sup>2</sup>とすると比流量や降雨量と流出量との比率などはいずれもかなり高い値を示す。本報告では田海川流域は石灰岩地域特有の水理地質構造を有すると考え、地下水流域面積を11.9 km<sup>2</sup>とした。この結果、田海川流域の比流量は周辺の非石灰岩流域の比流量の124%になった。この数値は岩手県安家石灰岩地域で求めた値とほぼ同じである。

1980-1982年の無雪期間中における降雨からの地下水補給率は、年平均60.3%である。1981年の地下水の総

流出量は  $4.1 \times 10^7 \text{ m}^3$  で、降雨から51.5%、降雪から48.5%補給されている。1982年の地下水の総流出量は  $3.1 \times 10^7 \text{ m}^3$  で、降雨から45.5%、降雪から54.5%補給されている。地形学的流域界を越えた地下水流域が存在するとの本報告の仮定に立てば、地下水の補給域の割合は、地形学的流域が64%、その西側の石灰岩山地が36%となる。

福来ケ口湧水は  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{HCO}_3^-$  が全溶存成分の90%以上を占める典型的な石灰岩湧水の水質である。田海川流域南側の明星山石灰岩地域は福来ケ口湧水と水収支的な面ではつながりが薄く、水質的な観点からはむしろサカサ沢と関連するとみられる。また田海川下流平野部の地下水は水質的には田海川の表流水と直接関係していない。

### 文 献

- 長谷川美行・田沢純一・新川 公(1982) 青海の地質, A 青海石灰岩および周辺の古期岩層. 新潟の地質, 日本地質学会第89年学術大会巡検案内書, p. 3-23.
- 岸 和男・石井武政・永井 茂(1981) 岩手県安家石灰岩地域の水文地質—岩泉・安家地区—。地調月報, vol. 32, p. 365-395.

(受付: 1987年11月30日; 受理: 1989年4月5日)

付表 A-1 水文諸量の記号と単位

$q_s$	流量 ( $m^3/s$ )
$A_g$	地形学的流域面積 ( $Km^2$ ): $7.6 km^2$
$A_u$	地下水流域面積 ( $Km^2$ ): $11.9 km^2$
$q_{ag}$	比流量 ( $m^3/s/Km^2$ ): 流量 $q_s$ /地形学的流域面積 $A_g$
$q_{au}$	補正比流量 ( $m^3/s/km^2$ ): 流量 $q_s$ /地下水流域面積 $A_u$
$Q_d$	日流出量 ( $m^3$ ): 或る流域から流れ出る1日の流量, $q_s \times 86400$
$Q_t$	$t$ 期間流出量 ( $m^3$ ): 降雨時 $t$ 日間の合計流出量, $\sum_1^t Q_d$
$Q_n$	無雪期間流出量 ( $m^3$ ): 8-11月における合計流出量, $\sum_1^{122} Q_d$
$Q_y$	年間流出量 ( $m^3$ ): 1年間の合計流出量, $\sum_1^y Q_d$
$r_d$	日降雨量 (mm)
$s_d$	日降雪量 (cm)
$R_t$	$t$ 期間降雨量 (mm): 降雨時 $t$ 日間の合計降雨量, $\sum_1^t r_d$
$R_n$	無雪期間降雨量 (mm): 8-11月における合計降雨量, $\sum_1^{122} r_d$
$R_y$	年間降雨量 (mm): 1年間の合計降雨量, $\sum_1^y r_d$
$S_y$	年間降雪量 (cm): 1年間の合計降雪量, $\sum_1^y s_d$
$H_{dg}$	日流出高 (地形学的流域) (mm): 日流出量 $Q_d$ /地形学的流域面積 $A_g$
$H_{du}$	日流出高 (地下水流域) (mm): 日流出量 $Q_d$ /地下水流域面積 $A_u$
$H_{tg}$	$t$ 期間流出高 (mm): 降雨時 $t$ 日間の合計流出高, $\sum_1^t H_{dg}$
$H_{rg}$	降雨による流出高 (計算値) (mm): 降雨時 $t$ 日間の計算流出高
$H_{ng}$	無雪期間流出高 (mm): 8-11月の合計流出高 (地形学的流域とした場合), $\sum_1^{122} H_{dg}$
$H_{nu}$	無雪期間流出高 (mm): 8-11月の合計流出高 (地下水流域とした場合), $\sum_1^{122} H_{du}$
$H_{yu}$	年間流出高 (mm): 1年間の合計流出高, $\sum_1^y H_{du}$
$K_g$	地下水補給率 (%): 地形学的流域における降雨からの補給率, $H_{ng}/R_n$
$K_u$	地下水補給率 (%): 地下水流域における降雨からの補給率, $H_{nu}/R_n$
$C_{yr}$	降雨からの年間地下水補給量 ( $m^3$ ): $R_y \times K_u \times A_u$
$C_{ys}$	降雪からの年間地下水補給量 ( $m^3$ ): $Q_y - C_{yr}$

豊水量; 当年内を通じ95日を下らない程度の流量値

平水量;	"	185	"
低水量;	"	275	"
渴水量;	"	355	"