

長江流域の地すべり地地下水と河川水の水質の特徴

佐藤 修*・青木 滋*・鈴木 幸治*

Chemical Characteristics of Ground Water from Landslide Area and River Water in the Changjiang Valley.

by

Osamu SATO, Shigeru AOKI and Koji SUZUKI

(Abstract)

Groundwater samples, river water and rain water for chemical analysis were collected from landslide areas in the Changjiang valley during autumn of 1987.

Electrolite concentrations of groundwater from the landslide area was higher than from that of the Changjiang river water. The main constituents of groundwater was alkaline earth hydrogencarbonate in many samples reflecting the geology of the investigation area. Sulfate and chloride ions were minor constituents. The existence of those minor ions indicates that the some spring water in the landslide originated from the deep groundwater in the investigation area.

Key words : Landslide, Groundwater, Riverwater, the Changjiang water quality

キーワード : 地すべり, 地下水, 河川水, 長江, 水質

I は じ め に

文部省科学研究費補助金海外学術調査費の援助により, 日中共同で中国の地すべりを調査した。この報告は, 新潟県と長江流域の地すべり地の地下水の水質を比較することにより, 地すべり地の水質としての共通性の有無を検討することを目的とした地下水質調査の結果である。新潟と長江流域では地質・地理的条件が異なるため, 水の化学成分そのものを比較することには大きな意味はない。ここでは, 水質を通して, 地下水の挙動に共通性があるかどうかを検討した。なお, 同じ試料についてトリチウム濃度の測定を行ったが, 別稿(佐藤等, 1989)で報告する。

新潟県下の地すべり地の地下水の化学的性質を調査し(佐藤など, 1981, 1982, 1983, 1984), 以下の諸点を明らかにした。(1)地すべり活動のあるところでは, 同一地質の不動地より電解質濃度が高い, (2)地すべり地内では地すべり面などの難透水性の層により, 地すべり移動層内の酸化的環境内の水(上層水)と, それより深い還元的环境の水(下層水)に分けられる。新第三系の泥岩地帯では, 不飽和層の水は黄鉄鉱の酸化によって生じた SO_4^{2-} と Ca^{++} , Mg^{++} を含み, 下方に移動するに従い, イオン交換により硫酸ナトリウム型の水に変わる。難透水性の層の下にはしばしば塩化ナトリウムや炭酸水素ナトリウムを多量に含む石油鹹水に似た成分の水が分布する。(3)下層の水は降雨や融雪時に上層の水より激しく水圧の変動をし, 深い層がかえって降雨などと関係している事が明らかである。一方, 石油鹹水に似た成分

* 新潟大学積雪地域災害研究センター

を含む水の存在は、下層の地下水は常に流動しているのではないことを示している。下層の水は地表からの水の圧力の影響を受けるが、地表水の混入は少ない。これらの結果は古い地すべりの一部が再活動している地帯で得られたものである。

今回調査した長江流域でも最近活動しているのは、すべて古い地すべりの再活動であり、これらの点では新潟県で得た結果と比較しうる。中国の地すべり調査では、地下水の調査は重視されていないため、ボーリング孔を利用した採水ができず、層位別に地下水試料を得ることができなかった。地すべり地内の湧水、沢水を採取した。調査日程に余裕がなく、同一地質の不動地の湧水を調査できず、地すべり地と不動地の水質の比較ができなかった。

この報告では、地すべり地相互の比較と、長江とその支流の水質の比較を試みた。

試料水のトリチウム濃度の測定をしたが、中国の環境水のトリチウム濃度についての資料が乏しいため、トリチウム濃度の測定結果も試料相互の比較と、我が国の河川などの資料との比較をおこない、別稿に報告した。

II 調査地域と試料

調査地域は、長江の大支流である雅砻江と大渡河及び長江の上流三峡地区である（図-1）。

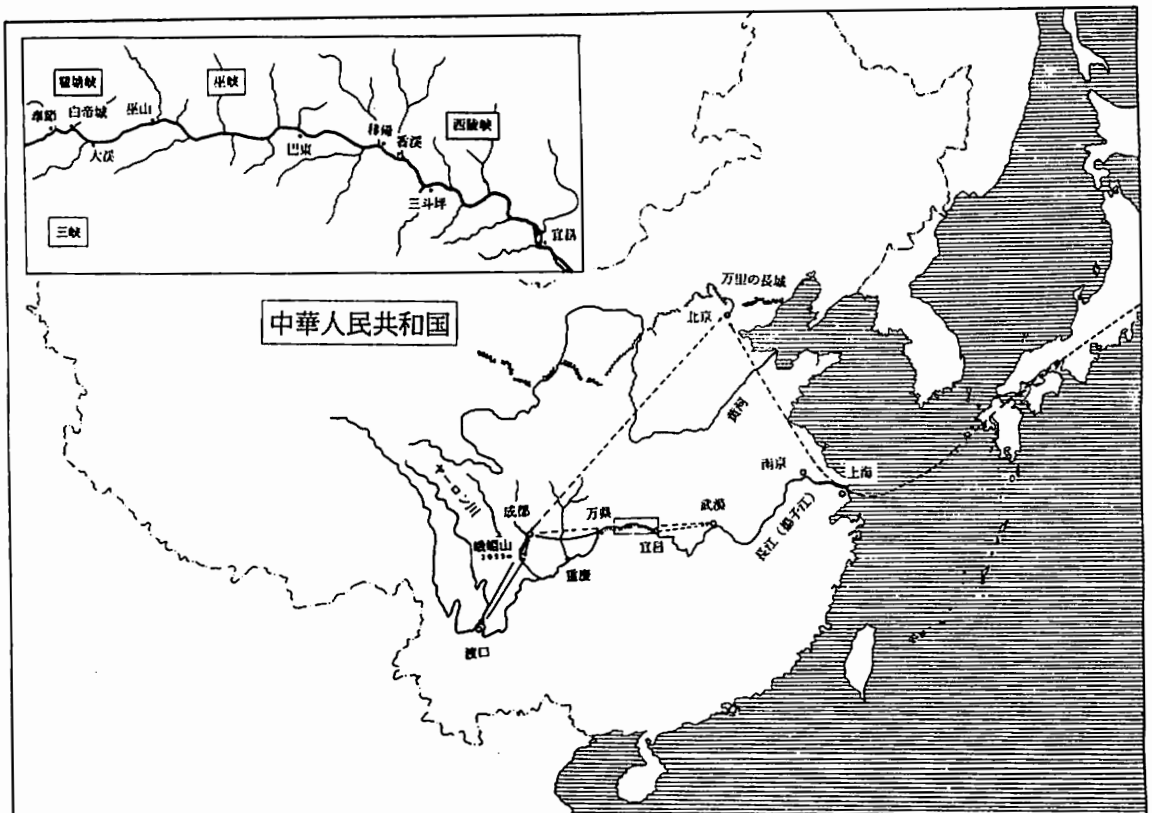


図-1 長江流域調査地域概念図

Fig. 2 Sketch map showing the investigated location in the Changjiang valley

金龍山地すべり：河面の標高は170 m，老鷹崖の標高は2,700 mで切り立った崖である。斜面の平均傾斜は30°~40°である。上流から下流に，シニアン系のドロマイト，石炭系の石灰岩，下二疊系の粘土岩，石灰岩，上二疊系の玄武岩が見られる。金龍山はいわゆる流れ盤地すべりである。玄武岩地帯は強く風化しており，風化層は40~50 mに達しており，地すべりの中央部の移動層はこの風化物である（成都地質学院等，1987）。地すべりブロックの中でも上流部は石灰岩地帯である。調査のためのトンネルが掘削されており，試料水の大部分はトンネルの排水である。採水位置の概略は別報に記載した。

大渡河の銅街子地すべりでは僅か一試料しか得られなかったので，地質などの記載は省略する。

三峡地区：三峡地区の地質の概略を図-2，3に示した（龍等，1987；湖北省地質鉱産局等，1986）。背斜構造の部分は石灰岩からなり，河幅は狭く急峻ないわゆる峽をなしている。向斜部分はジュラ紀の砂岩などからなり紅色盆地になっており，川幅は広く兩岸の傾斜はゆるい。地すべり，崩壊は背斜構造の翼部や向斜構造の部分に多発している。

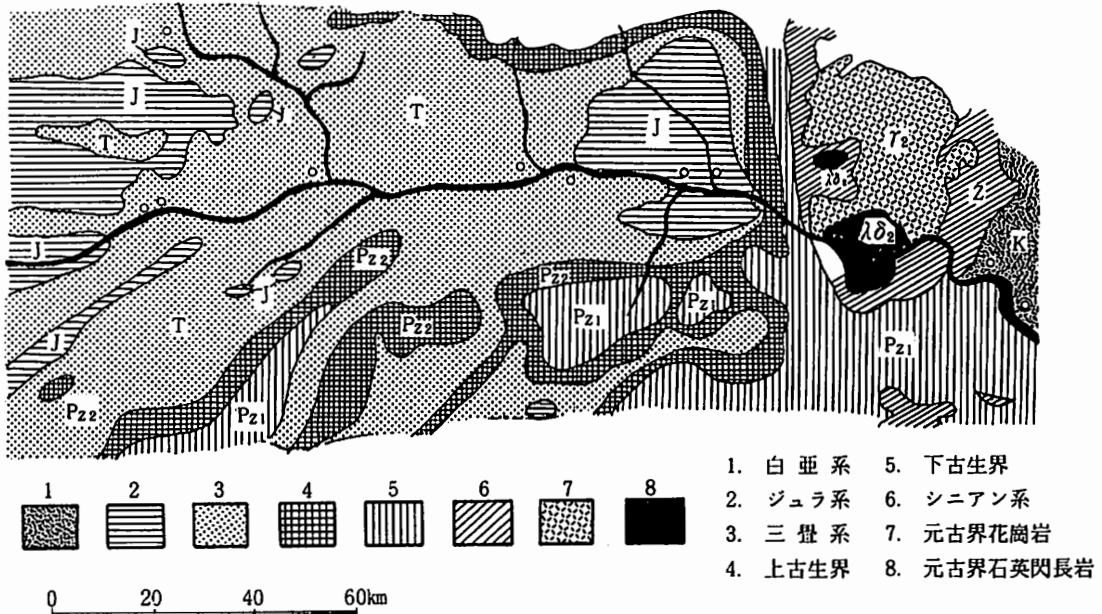


図-2 長江三峡地区の地質略図
Fig. 2 The generalized map of the "The Three gorges" area

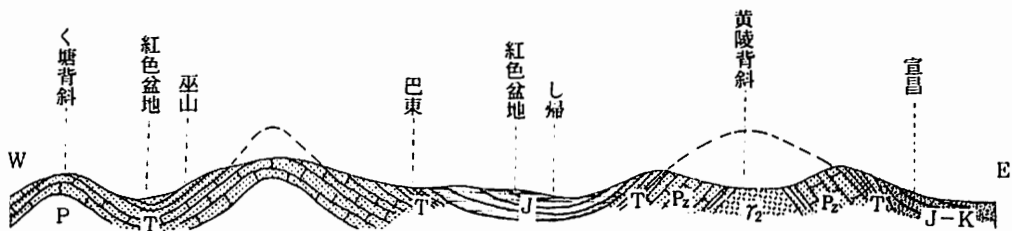


図-3 長江三峡地区の地質断面の概略
Fig. 3 The sketch map of geological section of "The Three gorges" area

表-1 地下水, 河川水の化学分析結果

Table 1 Chemical composition of major ions in the groundwater and river water in the Changjiang valley

No	Temp (°C)	EC	pH	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻⁻	NO ₃ ⁻	Sampling date	Locality	Notes	(d) : drinking water.
Ertan (二灘) area, near Panxihua City (攀枝花市), Suchuan:															
1	22.2	1056	8.7	1.61	0.02	0.28	0.09	0.03	1.81	0.12	0.06	Oct. 11 '87	Jinlongshan (金龍山) Landslide	drainage of tunnel	
2	19.9	335	8.2	1.51	0.02	1.09	0.93	0.04	3.30	0.19	0.04	Oct. 11 '87	Jinlongshan Landslide	drainage of tunnel	
3	22.8	674	7.3	0.26	0.01	2.93	2.30	0.25	3.58	1.30	0.32	Oct. 11 '87	Jinlongshan Landslide	spring	
4	20.0	330	8.3	0.11	0.03	2.16	1.09	0.03	2.69	0.54	0.04	Oct. 11 '87	Jinlongshan Landslide	drainage of mine	
5	21.2	455	7.7	0.33	0.10	1.79	2.45	0.71	3.26	0.31	0.29	Oct. 12 '87	Jinlongshan Landslide	seepage in tunnel	
6	22.7	631	7.4	0.21	0.04	2.64	1.51	0.25	1.69	2.08	0.31	Oct. 12 '87	Jinlongshan Landslide	seepage in tunnel	
7	22.4	556	7.4	0.12	0.02	3.17	1.17	0.15	1.76	2.19	0.27	Oct. 12 '87	Jinlongshan Landslide	seepage in tunnel	
8	22.9	641	7.6	0.11	0.02	3.42	1.35	0.23	2.12	2.50	0.08	Oct. 12 '87	Jinlongshan Landslide	seepage in tunnel	
9	22.8	721	7.0	0.10	0.02	3.94	1.17	0.18	2.29	2.79	0.10	Oct. 12 '87	Jinlongshan Landslide	seepage in tunnel	
10	18.1	72	8.2	0.15	0.02	0.41	0.13	0.01	0.70	0.01	0.02	Oct. 13 '87	Shenglixiang, Miyixian (米易縣勝利鄉)	ravine water	
Tongjiex (銅街子) Dam area, Daduhe (大渡河) River. Suchuan:															
11	18.9	351	7.6	0.10	0.02	2.87	0.47	0.12	2.95	0.23	0.09	Oct. 16 '87	Tiangongbao (天公包) Landslide	spring (d)	
Zigui (錫) area, Hubei:															
12	14.2	273	8.4	0.29	0.02	1.70	0.55	0.07	1.70	0.38	0.34	Oct. 28 '87	Lianziya (鏈子崖) Collapse	spring	
13	17.7	1956	6.4	0.17	0.05	22.43	2.37	0.08	0.57	24.70	0.09	Oct. 28 '87	Lianziya Collapse	spring	
14	17.6	568	8.4	0.11	0.04	4.43	1.14	0.03	1.96	3.56	0.22	Oct. 29 '87	Xintan (新灘) Landslide	spring	
15	118.7	379		0.64	0.06	3.99	1.20	0.18	1.86	2.04	1.16	Oct. 29 '87	Xintan Landslide	underflow (?)	
16	19.4	500	8.2	0.17	0.02	4.04	0.58	0.02	2.38	2.56	0.04	Oct. 29 '87	Xintan Landslide	spring (d)	
17	20.3	582	7.7	0.32	0.04	3.51	3.11	0.65	4.83	0.80	0.53	Oct. 30 '87	Xiangxi (香溪) Landslide	spring	
18	18.6	773	7.8	0.43	0.18	5.89	3.54	0.81	5.49	2.31	0.99	Oct. 30 '87	Xiangxi Landslide	spring	
19	17.0	339	8.1	0.21	0.02	2.32	0.93	0.06	3.01	0.26	0.02	Oct. 31 '87	Fanjiaping (范家坪) Landslide	spring	
20	17.9	483	8.3	0.21	0.02	2.14	1.32	0.05	3.19	0.37	0.02	Oct. 31 '87	Fanjiaping Landslide	ravine water	
21	17.4	191	8.3	0.43	0.02	1.21	0.40	0.04	1.80	0.17	0.02	Oct. 31 '87	Fanjiaping Landslide	ravine water	
22	18.1	175	7.5	0.22	0.02	1.25	0.49	0.09	1.72	0.09	0.08	Oct. 31 '87	Daping (大坪) Landslide	spring	
(to be continued)															
Badong (巴東) area, Hubei:															
23	14.3	435	8.4	0.30	0.04	3.44	1.44	0.11	3.32	1.57	0.08	Nov. 2 '87	Huanglashi (黃臘石) Landslide	ravine water	
24	13.3	254	8.1	0.13	0.02	1.85	0.74	0.08	2.38	0.20	0.03	Nov. 2 '87	Huanglashi Landslide	spring	
Wushan (巫山) area, Sichuan:															
25	16.6	332	8.3	0.30	0.05	2.17	1.66	0.12	3.71	0.22	0.15	Nov. 4 '87	Quchipan (曲尺盤) Landslide	underflow	
Qinjie (奉節) area, Sichuan:															
26	14.7	335	8.5	0.18	0.02	2.21	1.23	0.08	3.08	0.26	0.11	Nov. 5 '87	Qiancaotuo (茨草沱) Landslide	spring	
27	14.7	340	8.3	0.15	0.02	2.15	1.39	0.18	2.92	0.41	0.14	Nov. 5 '87	Qiancaotuo Landslide	spring	
28	18.9	462	7.7	0.22	0.02	2.30	1.29	0.20	2.73	0.49	0.32	Nov. 5 '87	Qiancaotuo Landslide	spring	
29	18.6	436	7.8	0.30	0.03	2.65	1.56	0.16	3.82	0.35	0.18	Nov. 5 '87	Qiancaotuo Landslide	spring	
30	15.5	310	8.5	0.24	0.04	2.34	0.85	0.19	2.39	0.59	0.25	Nov. 5 '87	Qiancaotuo Landslide	spring	

31	15.7	365	8.7	0.20	0.03	2.55	1.11	0.15	3.06	0.41	0.22	Nov. 5 '87	Qiancaotuo Landslide	spring
32	14.3	354	8.5	0.22	0.03	2.17	1.06	0.14	2.65	0.41	0.21	Nov. 5 '87	Qiancaotuo Landslide	spring
33	18.9	492	7.5	0.25	0.10	2.91	1.23	0.24	3.52	0.38	0.26	Nov. 5 '87	Qiancaotuo Landslide	spring
34	15.3	347	8.5	0.17	0.03	2.30	1.29	0.07	3.20	0.31	0.08	Nov. 5 '87	Qiancaotuo Landslide	spring
35	16.0	378	8.3	0.27	0.04	2.23	1.55	0.09	2.70	0.37	0.92	Nov. 5 '87	Qiancaotuo Landslide	spring
36	14.8	392	8.3	0.53	0.02	2.90	0.62	0.19	2.75	1.01	0.08	Nov. 6 '87	Baihuanping (百换坪) Landslide	seepage from debris
37	17.9	401	7.9	0.53	0.05	3.30	1.64	0.18	4.11	0.88	0.32	Nov. 6 '87	Baihuanping Landslide	ravine water
38	14.0	1149	7.8	0.51	0.02	0.54	0.33	0.38	0.72	0.30	0.05	Nov. 6 '87	Baihuanping Landslide	spring
39	14.6	355	8.2	0.43	0.03	3.02	1.64	0.25	3.07	1.31	0.35	Nov. 6 '87	Baihuanping Landslide	spring
40	14.4	360	8.2	0.20	0.03	2.38	1.15	0.17	2.57	0.50	0.43	Nov. 6 '87	Baihuanping Landslide	ravine water
41	15.9	149	7.5	0.26	0.03	0.85	0.46	0.07	1.22	0.26	0.04	Nov. 6 '87	Baihuanping Landslide	spring
Yunyang (雲陽) area, Sichuan:														
42	17.4	481	8.1	0.40	0.06	3.03	1.28	0.18	4.06	0.26	0.24	Nov. 8 '87	Gaojiazu (高家咀) Landslide	well (d)
43	18.4	461	8.0	0.39	0.05	2.44	1.25	0.12	3.52	0.24	0.19	Nov. 8 '87	Gaojiazu Landslide	well (d)
44	20.0	610	7.8	0.52	0.07	3.44	1.50	0.93	3.38	0.73	0.43	Nov. 8 '87	Gaojiazu Landslide	spring
45	17.6	775	8.3	1.06	0.12	4.89	1.45	1.53	5.04	0.79	0.44	Nov. 8 '87	Gaojiazu Landslide	spring (d)
46	18.3	1617	7.9	3.29	0.48	9.98	2.52	5.02	4.91	3.08	2.63	Nov. 8 '87	Gaojiazu Landslide	spring (d)
(to be continued)														
Nxiang (万县) area, Sichuan:														
47	19.1	515	8.2	0.52	0.06	3.84	0.90	0.41	4.03	0.68	0.29	Nov. 11 '87	Anlesi (安樂寺) Landslide	spring
48	19.6	517	8.2	0.73	0.03	3.38	0.74	0.26	3.49	0.80	0.15	Nov. 11 '87	Anlesi Landslide	spring
49	20.0	514	8.2	0.64	0.03	2.87	0.81	0.27	3.04	0.88	0.09	Nov. 11 '87	Anlesi Landslide	spring
50	19.6	466	8.3	0.86	0.04	3.30	0.66	0.25	3.79	0.74	0.19	Nov. 11 '87	Anlesi Landslide	spring
51	20.6	576	8.2	0.84	0.07	4.08	0.98	0.43	5.10	0.58	0.03	Nov. 11 '87	Anlesi Landslide	spring
52	17.1	583	8.2	1.06	0.08	3.95	0.98	0.71	4.12	1.16	0.06	Nov. 11 '87	Caojiez Landslide	spring
53	17.5	562	8.1	0.70	0.04	3.78	0.81	0.20	3.56	1.51	0.16	Nov. 11 '87	Caojiez Landslide	spring
54	19.5	476	8.2	0.44	0.04	3.73	0.70	0.40	3.63	0.86	0.21	Nov. 12 '87	Pibaping (枇杷坪) Landslide	well (d)
55	19.7	638	8.3	0.71	0.04	4.53	1.34	0.83	4.80	0.61	0.39	Nov. 12 '87	Pibaping Landslide	well
River waters (Changjiang, 長江):														
56	19.3	281	8.3	0.30	0.04	2.33	0.73	0.21	2.83	0.45	0.06	Oct. 27 '87	Xuanchang (宣昌)	
57	18.3	283	8.1	0.28	0.04	2.27	0.79	0.19	2.65	0.47	0.05	Oct. 30 '87	Xiangxi (香溪)	
58	17.5	302	7.9	0.30	0.04	2.43	0.77	0.22	2.79	0.48	0.04	Nov. 4 '87	Wushan	
59	17.7	297	8.2	0.33	0.04	2.29	0.79	0.18	2.67	0.47	0.05	Nov. 6 '87	Qinjie	
River waters (Branches of Changjiang):														
60	15.5	192	8.3	0.15	0.04	1.72	0.65	0.03	2.27	0.15	0.03	Nov. 11 '87	Yulonghe (雅魯江), Ertan	
61	11.8	215	8.2	0.10	0.04	1.73	0.67	0.03	2.09	0.34	0.02	Oct. 21 '87	Minjiang (岷江), Dujiangyan (都江堰)	
62	17.0	280	8.2	0.07	0.02	2.05	1.26	0.05	3.01	0.25	0.04	Oct. 30 '87	Xiangxi River	
63	16.5	370	8.1	0.39	0.02	2.50	0.60	0.38	2.57	0.54	0.04	Nov. 4 '87	Daningshe (大寧河)	
Precipitations:														
64	14.2	93	7.4	0.02	0.02	0.83	0.09	0.02	0.67	0.26	0.03	Nov. 2 '87	Whshan	
65			6.3	0.01	0.01	0.20	0.02	0.02	0.01	0.34	0.03	Nov. 5 '87	Qinjie	

Ⅲ 試料の調整

採水時に水温と電気伝導度を携帯用電気伝導度計（横河北辰電機SC-51）で測定し、25℃換算の電気伝導度を求めた。また、pHはガラス電極法によって実験室で測定した。

試料水を孔径0.45 μmのニトロセルローズフィルターを使用してろ過して分析用試料とした。イオンクロマトグラフ分析用の試料はさらに孔径0.20 μmのフィルターでろ過した。ろ液について再度、電気伝導度とpHを測定した。二灘地域のトンネル内で集めた試料では、採水時の電気伝導度・pHにくらべ、ろ過後は電気伝導度が小さくなり、pHも小さくなった。恐らく大気に対し過飽和であった二酸化炭素が揮散して、炭酸カルシウムが沈澱したと考えられる。トリチウム測定用試料水の処理と測定法は別報に記載した。

Ⅳ 分析方法

水質分析：陽イオンは島津原子吸光／フレイム分光光度計AA-640-12を使用して、原子吸光法で分析した。なお、カルシウムイオン、マグネシウムイオンの分析をおこなう場合、ケイ酸やアルミニウムなどの干渉を抑えるために、1%塩化ランタン溶液を試料水の10%添加した。

塩化物イオン、硫酸イオン、硝酸イオン、亜硝酸イオンの分析には、島津イオンクロマトグラフHIC-6Aに陰イオン交換カラムShim-pack IC-A1を装着し、2.4mMトリスアミノメタンと2.5mMフタル酸を含む移動相を用いて、イオンクロマトグラフ法によって分析した。

ブロム・クレゾール・パープルを指示薬とするアルカリ度を測定した。表-1では、アルカリ度の主因である炭酸水素イオンとして表示した。分析結果は表-1にまとめた。

Ⅴ 各地すべり地の水質の特徴

1. 攀枝花市郊外二灘地区：金龍山

金龍山地すべり付近には火成岩の崩積土に由来する HCO_3^- と Na^+ に富む水、白雲岩を溶解した炭酸水素アルカリ土類型の水、及び石膏を溶かしてきた硫酸カルシウム型の水の混合によって説明できる。左岸の正長岩地帯の風化は、右岸の玄武岩地帯より激しいが、これは、正長岩がNaを多く含む事による（成都地質学院等、1987）。

2. 大渡河地区：

銅街子ダムの周辺の天公包地すべりは水が豊かで、新潟の地すべりと類似の棚田がつくられていたが、湧水としては、僅か1試料（11）を採取出来たにすぎない。泥質石灰岩等が分布している。試料水は生活用水に利用されている。典型的な炭酸カルシウム型の水である。

3. 三峡地区：

A. 新灘地区；鏈子崖崩壊、新灘地すべり

鏈子崖崩壊：鏈子崖は大きく割れた二畳紀の石灰岩のブロックが移動・崩落する型の崩壊地であり、現地には多数の大亀裂が発達している（湖北省地質鉱産局等、1986）。したがって、崩壊地には湧水・地表水は少ない。トンネルからの排水（12）は比較的濃度の低い炭酸カルシウム型の水である。石灰岩の割れ目から浸透し、石灰岩を溶解してきた水である。崖錐堆積物からの湧水（13）は極めて濃度の高い硫酸カルシウム型の水である。pHが微酸性であり、金龍山の水とは生成過程が違う。流出位置の延

長上には石炭紀の石炭層があり、この地の下部にあって、採掘が行われている薄い石炭層等に含まれる硫黄化合物の酸化により生成された硫酸が石灰岩を溶解して生成した水である。試料(13)のトリチウム濃度は最高であり、原水爆の大気圏実験の影響がみられ、20年以上は古い水である。

新灘地すべり：新灘地すべりの中央に谷が流れており、地すべり上部の湧水に由来する沢水(14)、地すべり地内の伏流水(15)、地すべり地外の生活用水(16)を採取した。水は SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、 Ca^{++} が主要で、白雲岩があることを反映して、 Mg^{++} も少なくない。沢水の SO_4^{2-} が高いのは、水が石膏層を通過してきた可能性を示唆している。勿論、石炭層の中の硫黄化合物が崩積土に入り、酸化されて硫酸が生成することも否定できない。

B. し帰地区：香溪・范家坪地すべり

香溪地すべり：香溪の街のかなりの部分が大きな地すべり地形の中に存在し、人口が増加したにもかかわらず、排水施設は充分でなく、家庭排水が地下に浸透し、恐らくそれが原因で、地すべりの末端部で地すべりが現在再活動している。地すべり末端部の湧水(17)、地すべり中央部の井戸水(18)を分析した。水はいずれも炭酸水素アルカリ土類型である。試料(18)の方が試料(17)より電解質濃度が高く、 SO_4^{2-} が多い。 Cl^- が比較的高い。 Cl^- は人為汚染の指標となる事があるが、食塩として Cl^- が排水されたときは、 Na^+/Cl^- が1であるから、汚染地下水では Na^+/Cl^- が1以上になることが多い。香溪では Na^+/Cl^- が0.49と0.53と極めて小さいから、やはり、本来、地下水に由来するものである。四川自流盆地の深い地下水は塩水であるが、 Na^+/Cl^- は0.8である。この水は汚染しているのではなく、恐らく深い所に分布する塩水の一部が出たのであろう。

范家坪・大坪地すべりなど：いわゆる流れ盤地すべり、石灰岩が層状に滑っているという。長江の水面から数十mの崖を登った上は地すべりの末端部が台地状になっている。地すべり地内の沢には水が豊富にあるから、この地すべりの湧水は多いと考えられるが、実際に試料を採取できたのは、沢水(19)と沢の脇の湧水(20)のみであった。

水質は比較的低い濃度の低い、炭酸水素アルカリ土類型であった。対岸から范家坪地すべりの全体を見た折、沢水(26)、また近くの大坪地すべりでも石炭坑の出口で水(21)を採取した。いずれも炭酸アルカリ土類型であった。

C. 巴東地区：黄臘石地すべり：

現在微小な変位が認められ、下流のダムの貯水により影響を受けて、活動する可能性を懸念されている地すべりである。地すべりの下部の道路脇に谷水(試料23)が流れてきている。この水は地すべり上部の炭鉱からの排水である。標高200m程の所に泉水(24)があった。近くで、ボーリング調査が行われていたが深度34mで地下水はないとの事であった。

二つの水は炭酸アルカリ土類型であるが、炭鉱からの水の方が電解質濃度がたかく、とりわけ、 SO_4^{2-} が多い。炭鉱からの水の SO_4^{2-} は石炭中の硫黄化合物あるいは石膏層に由来する。

D. 巫山地区：曲尺盤・茨草沱・百換坪地すべり

曲尺盤地すべり：水の溜れた沢に湧き出ている水(25)を採取した。水質は炭酸アルカリ土類型であり、 Mg^{++} の寄与が比較的大きい。

茨草沱地すべり：受け盤地すべりで、三畳紀の石灰岩・白雲岩・砂岩などからなる崩積土が厚く覆う地すべりである。湧水(試料26~35)があちらこちらにみられた。水質はいずれも、 Mg^{++} が比較的多い炭酸アルカリ土類型で、全体に水質が均質である。トリチウム濃度は今回の調査で最も高い群に属す

る。とりわけ、試料(32)と(33)はトリチウム濃度が高い。ボーリング調査の結果によれば、地下水位は滑り面上20~30mの所にあるとのことである。水質からは崩積土内にたまった地下水を主とする水が湧出していると考えられる。ただし、トリチウム濃度が高いから、湧きでるまでの時間は20~30年は要していると推定できる。

E. 百換坪地すべり：砂岩・泥岩地帯流れ盤地すべりである。地すべり末端は台地状になり、水田がひらかれている。地すべり地内には三本の谷があり、水は地すべり上部の湧水であると言う。試料を採取したのは、崩積土からの湧水(36,38,39,41)と沢水(37,40)である。水質はすべて炭酸アルカリ土類型であるが、茨草沱地すべりと違って、 SO_4^{--} が多い水(36,37,39)等がみられ、また崩積土の風化が進んでいる地帯では比較的電解質濃度の低い水が得られた。

全体的にトリチウム濃度が高く、特に試料(46)は高い。茨草沱地すべりと同じように、崩積土のなかに比較的古い地下水があるようである。

F. 雲陽地区：高家咀地すべり

ジュラ紀の赤い砂岩の地帯である。安定なところには故陵の市街があり、西側に地すべり地帯が分布している。地すべり地帯では水は採取できなかった。生活につかっている小龍井(42)、大龍井(43)および、やはり、一部生活に利用されている泉(45,46)と地すべりの末端部分の砂地からの湧水(44)を採取した。大、小龍井の水は炭酸アルカリ土類型の水である。その他の水も基本的には炭酸アルカリ土類型であるが、試料46は電解質濃度が他の水の2倍程あり、 Cl^- 、 SO_4^{--} 濃度が高い。豆腐屋がこの水を利用したと言われているが、たしかに苦汁水である。試料(44)と(45)も Cl^- が他の水に比べると高い。故陵鎮には塩化ナトリウム型の鉱泉があるとの報告があり(四川,198),これらの水はその影響を受けている。安定な台地の大・小龍井に塩化物イオンが少なく、地すべりの末端から塩化物イオンに富む水がでたことから地すべりの深い所に塩化物イオンの多い水で分布していると予想できる。

トリチウム濃度は全て100pCi/l以上で、原水爆の大気実験のころの水がかなりの部分を占めていることがわかる。鉱泉の場合トリチウム濃度が極めて低い事が予想されるが、ここでは、すべての水のトリチウム濃度は高い。塩化物イオンが多い鉱泉水にも多量のH濃度の高い水が混入している。

G. 万県地区：安楽寺・草街子・琵琶坪地すべり

この地区は地質が同じであるので、三地すべりを一括してのべる。1983~1984年の豪雨でこのあたりに地すべりが多数発生した。安楽寺では滑落崖の一部が小地すべりを起こしており、湧水(47)がみられた。滑落崖からの湧水が小さな沢になっている水(48)や湧水(49,50,51)を採取した。試料(51)は地すべり地内の小地すべりが現在を活動している地点の小滑落崖の湧水である。

草街子地すべり：滑落崖の下に湧水点がある(52)。また畑のなかに湧水があった(53)。

琵琶坪地すべり：地すべり地内の湧水2点はいずれも井戸として利用されていた。

水はいずれも炭酸アルカリ土類型である。いずれも、 SO_4^{--} が多く、 Cl^- がやや多い、かつ、水温が高い特徴が共通である。この地は石膏が分布することが知られており、 SO_4^{--} は石膏の溶解による。試料(60)は殊に Cl^- 濃度が高い。トリチウム濃度もやはり高く、古い地下水が湧出していることがわかる。 Cl^- がやや多いことは、万県市の地下の深い場所に塩化ナトリウム型の水が存在することを予想させる。

VI 地すべり相互、河川水、地すべり、河川水の水質の比較

地すべり地に供給される雨水の水質は、地すべり地の水の電解質濃度が雨に比べ非常に大きいので重要ではない。

長江の水を宜昌（試料56）、香溪（試料57）、巫山（試料58）、奉節（試料59）で採取した。水質は分析誤差の範囲で同じである（表-1）。長江の電解質濃度は急峻な地形で、流路の短い日本の河川水よりはるかに高い。世界の大陸の河川の平均値（半谷等、1978）と比較しても2.4倍である。成分で見ると、陰イオンでは HCO_3^- が世界平均の2.9倍あり、 SO_4^{2-} は2倍である。 NO_3^- は長江の水に多いが、陰イオン全体への寄与は小さい。塩化物イオンは世界平均とほぼ同じである。陽イオンではとくに Ca^{2+} 濃度が高く、世界の平均の3.1倍、 Mg^{2+} は2.3倍である。 Na^+ は世界平均とほぼ同じである。 K^+ は世界平均より多いが、全体への寄与は小さい。

調査区間には試料を採取した大寧河や香溪など6百万分の1の地図で確認できるだけでも、20をこえる小支流がある。個々の河の流量への寄与は1%以下である（小出、1987、中国科学院、1985）。各支流の水質の長江の水質への影響は小さい事が予想できる。しかも、地質（龍、1987）、気象条件（中国科学院d、1981）から考えても、小支流の水質も長江と大きく違わないと予想できるから、三峡地区で採取した長江の水の水質に小支流の合流の影響をみる事が出来なかったのは当然のことであった。香溪河の化学組成は茨草沱地すべりの湧水と類似

しているが、茨草沱地すべり地の湧水の方が全体的に電解質濃度が高い。大寧河の水質は、万県地すべりの水と似ている。この場合も、万県地すべりの湧水の電解質濃度は大寧河より1.5倍ほどたかい。新潟県、長野県の新第三紀系の地すべりでは地すべり地内の地下水は、近くの不動地の湧水より電解質濃度が高く、地すべり地を集水域として含む河川の水の電解質濃度は地すべり地の地下水よりやはり低い。中国でも、地すべりの湧水は長江の水より電解質濃度が高いといえる（図-4）。

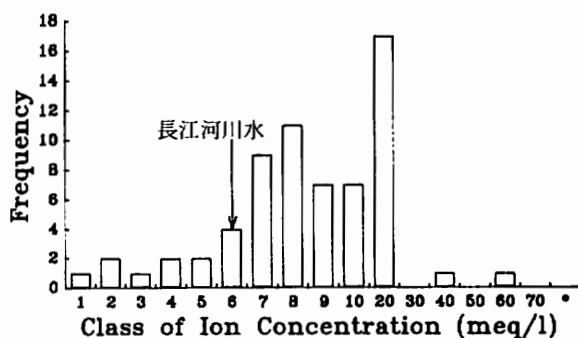


図-4 試料水の全イオン濃度の頻度分布
Fig. 4 Frequency distribution of total ion concentration of the samples

VII 長江流域地すべり地の湧水と流域の河川水の水質

各地すべり地の水質をキーダイアグラムにプロット（図-5）した。大部分は炭酸水素アルカリ土類型であり、少数硫酸アルカリ土類型の水があり、そのほか Cl^- や Na^+ の影響の大きい水がある。新潟の新鮮な地すべりでは硫酸ナトリウムを主成分とする水が多い。両者の水の化学的性質は全く違っている。水の分析結果から、調査地域には石灰岩、白雲岩、石膏等が存在する事が予想され、地質の調査結果と一致している。

三峡地区の地すべり地の湧水は Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 、などの成分の濃度が高い。分析した試料は石灰岩、白雲岩地帯の地すべりから得たのではないが、頁岩や砂岩が薄い石灰岩を挟んでいたりと、地下に石灰岩層があったりするため、湧水などの水質は石灰岩地帯の水と類似している。 HCO_3^- と Ca^{2+} の関係を図-6に示す。一試料（13）の Ca^{2+} が多いため全体の傾向がわかりにくいので、その試料

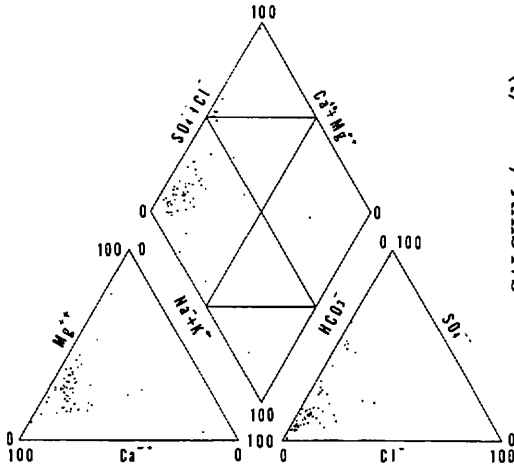


図-5 長江流域の地すべり地湧水、河川水主成分のキーダイアグラム
 Fig. 5 Key-diagram of major ions in the spring and river water from the landslide area in the Chanjiang valley

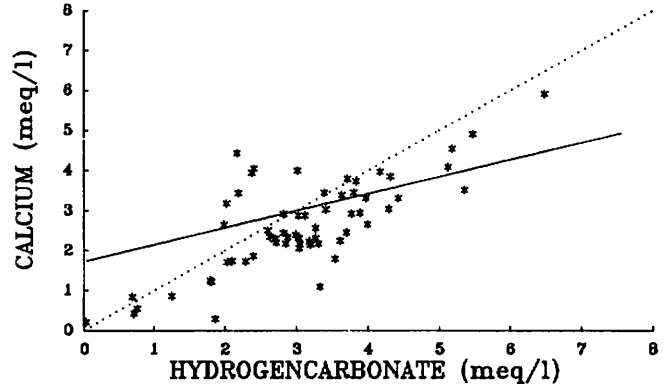


図-6 カルシウムイオンと炭酸水素イオン濃度の関係
 回帰曲線：実線 炭酸水素イオン：カルシウム = 1 : 1 : 点線
 Fig. 6 Relation between calcium ions and hydrogen carbonate ions
 Regression line : solid line $\text{HCO}_3^- : \text{Ca}^{++} = 1 : 1$: dotted line

を省略して図を作成した。図中の直線（実線）は最小二乗法によって引いた。図からは Ca^{++} と HCO_3^- が1 : 1の関係（点線）に近い試料と、それからはずれる試料があることが分かる。最小二乗法で相関を見るのが適切とは言えない。この図は、長江流域の水では HCO_3^- による石灰岩の溶解の役割の大きいことを示している。湧水、長江の河川水などの Ca^{++} 濃度が高いのは、大気が飽和した雨水によって石灰岩が溶解されることによって説明され得ない（Holland, 1987 ; Drever, 1988）。水の Ca^{++} がカルサイトに由来すると仮定して、温度と Ca^{++} 濃度の関係を接触している空気炭酸ガス濃度を平均的大気中の 10^{-35} atmとその10倍100倍の場合を計算して図示し、その図に試料の Ca^{++} 濃度をプロットした（図-7）。点は炭酸ガス濃度の高い部分に分布しており、石灰岩を溶解した水が接触していたのは普通の

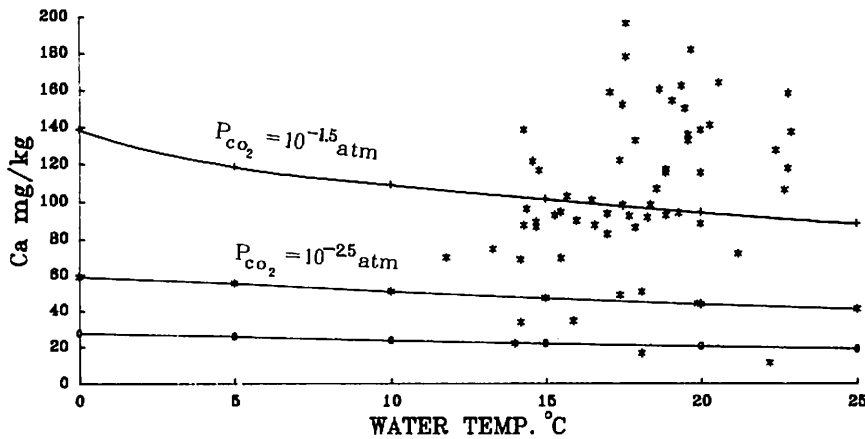


図-7 炭酸ガス分圧とカルシウムイオン濃度の関係
 Fig. 7 Calcium concentration at various carbon dioxide pressure

大気ではなく、土壌空気のような炭酸ガスに富むものであったことがわかる。言い換えれば、湧水などは地表に降った雨が地表に露出している石灰岩を溶かしたのではなく、雨水が地下に浸透する過程で炭酸ガスに富むようになり、地下で石灰岩を溶かしたことがわかる。分析結果から、湧水は明ら

かに Mg^{++} や SO_4^{--} に富むから、湧水の Ca^{++} 石灰岩のみに由来するわけではない。特に、地質の調査結果（龍，1987）を参照すれば、白雲岩や石膏の溶解を考慮せざるをえない。

白雲岩は溶解速度が遅く（Holland, 1978）、石灰岩ほど速やかに溶解平衡に達しない。滞留時間の長い地下水では溶解平衡に達することもある。平衡時の Mg^{++}/Ca^{++} は0.6である。分析結果の Ca^{++} と Mg^{++} の関係（図-8）は、試料の幾つかは白雲岩の溶解平衡の Mg^{++}/Ca^{++} の値と一致しているが、多くは Ca^{++} の方が多い。この比より Mg^{++} の割合の高い試料があり、その多くはCl⁻の多い試料である。恐らく塩化マグネシウムとして移動している水である。この図には新潟の新第三系の泥岩地帯の地すべり地からえた湧水の Ca^{++} と Mg^{++} 濃度もプロットした。新潟の泥岩では Mg^{++} は同生水（古い海水）に由来すると考えられており、三峡地区の Mg^{++} の割合の高い水と似た Mg^{++}/Ca^{++} を示している。これも、三峡地区で Mg^{++} の Ca^{++} に対する割合0.6以上の試料では、 Mg^{++} がCl⁻と行動を共にしていることの証拠である。

新潟の泥岩は還元的环境で堆積し、黄鉄鉱や有機物に富み、酸化されて SO_4^{--} が生じる、この場合、 SO_4^{--} は酸化的な地表近くの反応の証拠となった。一方、三峡地区の堆積岩には石膏層が分布することがあり、 SO_4^{--} が石膏に由来すれば、 SO_4^{--} は深い水の指標となり、石炭層の硫黄化合物に由来する場合は、大気による酸化の結果であるから、浅い層の指標となる。鍾子崖の SO_4^{--} 酸性の水は石炭から由来する SO_4^{--} の例であり、その他は恐らく石膏に由来すると見られる。 SO_4^{--} と Ca^{++} の関係（図-9）は二つの部分に分けられる。 SO_4^{--} 濃度の小さい部分では Ca^{++} 濃度は大幅な変動をしめし、両者の間には関係は認めがたい。この部分は Ca^{++} 濃度はおもに HCO_3^- 濃度によって規制されている。一方、 SO_4^{--} 濃度が0.5meq/l以上になると Ca^{++} 濃度と SO_4^{--} 濃度の間に相関が認められるようになる。高濃度のCaの存在には恐らく石膏の溶解が必要である。四川盆地の地下水の分布から推察すると、浅い地下水は炭酸水素カルシウム型であり、その下に SO_4^{--} 、 Ca^{++} と Mg^{++} を主成分とする水が分布しているから、地すべり地の SO_4^{--} もこの層に

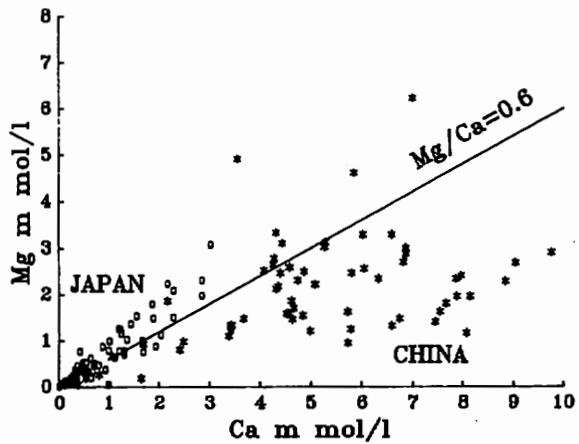


図-8 カルシウムイオンとマグネシウムイオン濃度の関係
Fig. 8 Relationship between calcium and magnesium ion concentration
* : samples from China
○ : samples from Niigata

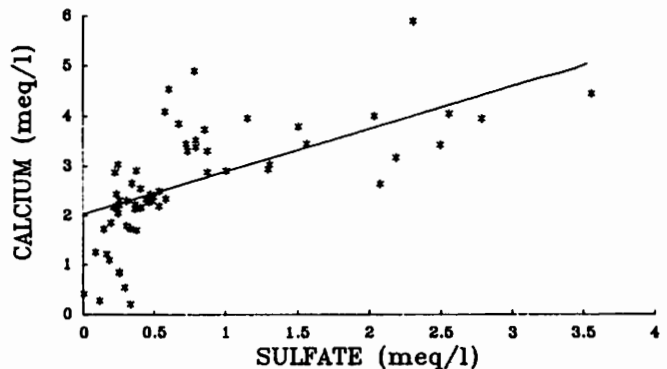


図-9 カルシウムイオンと硫酸イオン濃度の関係
Fig. 9 Relationship between calcium and sulfate ion concentration

由来する可能性もある。いずれの場合も長江流域に地下水では、 SO_4^{--} は浅い層の指標ではない。

香溪地すべりの項で、この地域の Cl^- の特徴についてのべた。四川盆地の地下水の分布では、 Cl^- の多い水は硫酸アルカリ土類の層よりさらに深い位置をしめており（中国科学院，1985）、 Cl^- の存在は最も深い層の水の混入を示唆することになる。

湧水の化学成分の解析から、長江流域の地すべり地の地下水には、深い層の地下水が関与していることが明らかになった。別に報告した ^3H 濃度の測定結果も地すべり地下水には古い水が存在することをしめており、この結果と矛盾しない。

新潟県の地すべりについて、長期にわたり、繰り返し調査した結果と短期間、一回かぎりの中国地すべりの観測結果を比較することには必ずしも適切ではない。しかし、今回得た結果から、再活動する型の地すべり地については、水質からみた地下水の挙動には共通点が多いようである。今後、ボーリングを行い、地すべり地の地下水構造を明らかにできれば、一層両国の地すべりについて理解が深まることが期待される。

Ⅷ ま と め

1. 調査した地域の水は一般的には炭酸水素アルカリ土類である。金龍山の火成岩地帯では炭酸水素ナトリウムの影響が強い。

2. 地すべり地の崩積土から湧き出る水は、長江の水より電解質濃度が高い。地すべり地の水の Cl^- が雨水から予想されるより高いから、深い層の Cl^- に富む水が混入していることは明らかである。崩積土の破碎された岩石は表面積が大きくなり化学風化も活発であると予想できる。

3. 長江流域では、石膏、無水石膏の溶解に由来する SO_4^{--} が多く、 SO_4^{--} の存在は必ずしも表層の水の指標にはならない。地下水の比較的深い層に硫酸アルカリ土類を主成分とする水もあり、 SO_4^{--} はむしろ古い地下水の指標である。

4. Cl^- は、四川盆地の地下水でも一番深い層の特徴であるから、人為汚染のないかぎり、深い地下水の指標とみてよい。

5. 長江流域では $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$ の変動が大きい。長江流域の場合は、地質の違いが原因で比が変動する。 $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$ が小さい事が深い地下水か、浅い地下水の証拠かは、それぞれの地域の地質による。

6. 以上の結果と別に報告したトリチウム濃度の結果とを総合すると、長江流域の地すべり地の湧水には深い層の水が関与していると結論できる。

謝 辞

研究費の一部は、文部省科学研究費補助金（海外学術研究、長江、黄河流域の大規模地すべりの比較研究、課題番号62041034）を使用した。この研究を遂行するに当たり、御指導とご鞭撻を賜った、成都地質学院張偉元教授、王蘭生教授、龍学明助教授、新潟大学農学部遠藤治郎教授、信州大学工学部川上浩教授、及び現地調査でお世話になった関係者各位に心からの謝意を表明致します。この論文を故大草重康教授に捧げます。

文 献

- 中国科学院 (1981a) : 中国自然地理. 地下水, 科学出版社, 北京, 76-79.
- 中国科学院 (1981b) : 中国自然地理. 地表水, 科学出版社, 北京, 103-108.
- 中国科学院西部地区南水調総合考察隊 (1985) : 川西たん北地区水文地理. 科学出版, 北京, 62-71.
- 湖北省地質鉦産局・四川省地質鉦産局南江水文地質工程地質隊・成都地質学院 (1986) : 長江三峡及川東江段斜坡穩定性研究.
- Drever, J. I. (1977) : The Geochemistry of natural waters. 58-70.
- 小出 博 (1987) : 長江, 自然と総合開発. 築地書館, 東京, 22-18.
- 半谷高久監修 (1978) : 日本環境図譜. 共立出版, 東京, 任美鏗編著
- ホーランド, H. D., 山根 登訳 (1979) : 大気・河川・海洋の化学, 産業図書, 16-43.
- Lloyd, J. W., Heathcote, J. A. (1985) : Natural inorganic hydrochemistry in relation to ground-water, An introduction. Clardon press. Oxford. 143-162.
- 龍学名編 (1987) : 中国四川地質考察施遊指南, 成都地質学院, 成都, 35-38.
- 佐藤 修 (1981) : 地すべり地の陸水の水質 1, 虫亀, 高倉地すべり. 新潟大災害研年報, 3, 47-58.
- 佐藤 修・青木 滋・鈴木幸治 (1983) : 虫亀地すべり地の地下水のアニオンの起源-地すべり地の地下水の水質 3-. 新潟大災害研年報, 5, 33-42.
- 佐藤 修・青木 滋・矢沢茂伸・鈴木幸治 (1984) : 虫亀地すべり地周辺の湧水の水質-地すべり地の陸水の水質 4-. 新潟大災害研年報, 6, 63-72.
- 成都地質学院地質鉦産部909地質隊 (1989) : 川たん三江 (大渡河, 雅砻江, 金沙江) 中下游干流区斜坡穩定性研究, 地質鉦産部“西南, 西北崩滑災害山区斜坡穩定性研究”專報, 第4編.