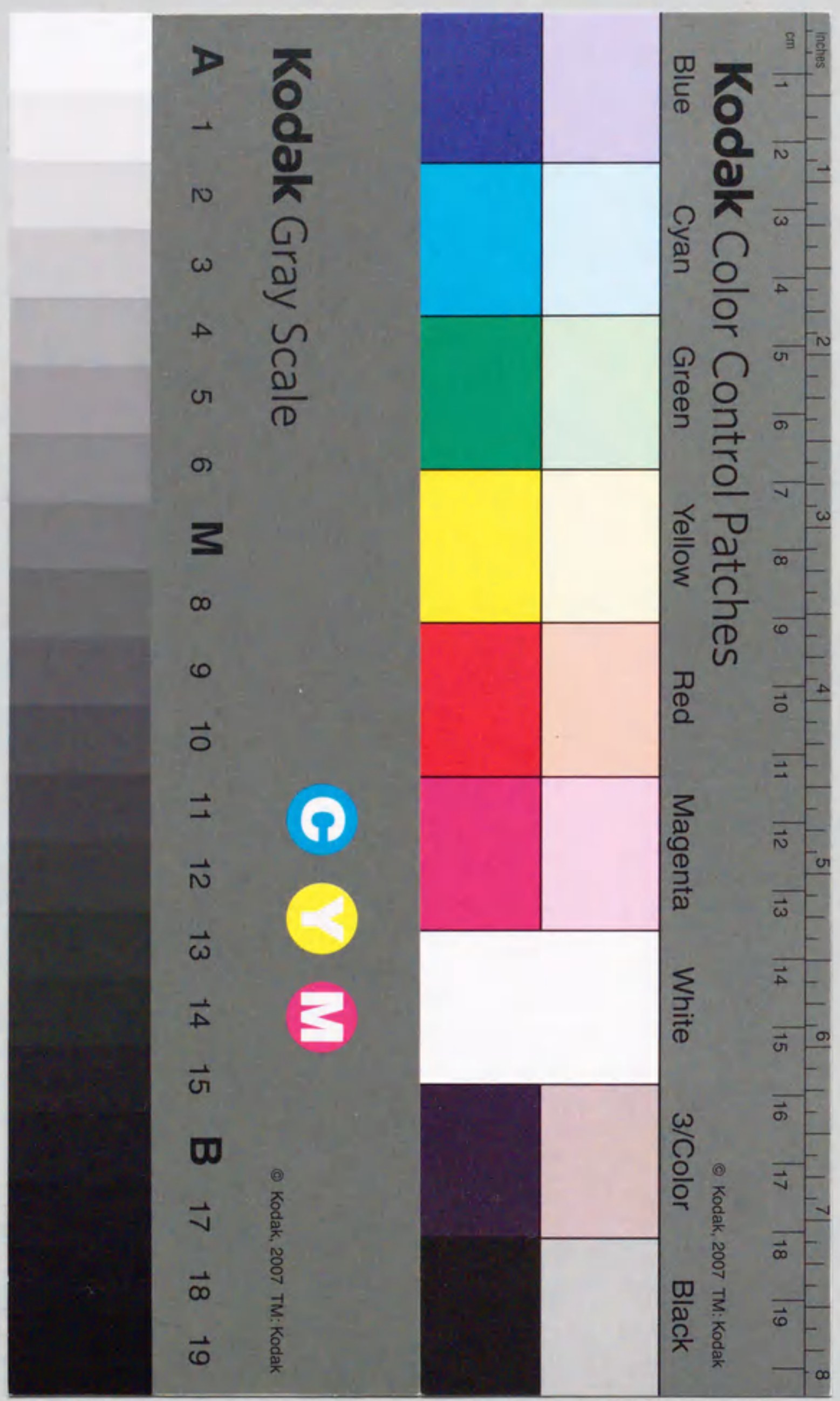


報告番号 甲第 3758 号

水質データを利用したダム周辺 地下水流動調査手法に関する研究

塩 崎 功



①

水質データを利用したダム周辺
地下水流動調査手法に関する研究

平成9年1月

塩 崎 功

目 次

	頁
第1章 序論	1
1. 1 研究の背景と目的	1
1. 2 地下水の水質に関する従来の研究	5
1. 3 本論文の構成	6
参考文献	9
第2章 地下水の水質起源	12
2. 1 pH、電気伝導度、水温、酸化還元電位、溶存酸素	12
(1) pH	12
(2) 電気伝導度	13
(3) 水温	13
(4) 酸化還元電位	14
(5) 溶存酸素	15
2. 2 イオン濃度	16
(1) 陽イオン	16
(2) 陰イオン	17
(3) ケイ酸	19
2. 3 地層中での水質変化	19
(1) 流下に伴う水質変化	19
(2) 帯水層の深度に伴う水質変化	20
2. 4 同位体	21
(1) 安定同位体比; δD 、 $\delta^{18}O$	21
(2) 放射性同位体; トリチウム	24
(3) ラドン	26
参考文献	28
第3章 地下水の水質変化に関する基礎実験	32
3. 1 はじめに	32
3. 2 既往の溶出実験	32
3. 3 溶出実験	34
(1) 実験試料	34
(2) 実験方法	35
(3) 実験結果	35
3. 4 まとめ	41
参考文献	41

第4章 多変量解析手法を用いたイオン濃度の評価—栃木県寺山ダム—	43
4. 1 はじめに	43
4. 2 調査地点の概要	43
4. 3 調査の概要	44
4. 4 調査結果	45
(1) 電気伝導度の時間変化	46
(2) ラドン濃度の時間変化	46
(3) イオン濃度の時間変化	46
4. 5 主成分分析による水質の評価	50
(1) 主成分分析	50
(2) 主成分の特性	51
(3) クラスタ分析	51
(4) 湛水前後の水質変化	53
4. 6 初期湛水時の調査結果と第3回湛水時の調査結果との比較	54
4. 7 まとめ	55
参考文献	55
第5章 水質および環境中の同位体を利用したアーチダム・コンクリートダム 初期湛水時の地下水調査—岐阜県川浦ダム・川浦鞍部ダム—	57
5. 1 はじめに	57
5. 2 調査地域の概要	57
5. 3 水質調査	58
(1) 調査場所	58
(2) 調査項目	58
(3) 調査期間	58
5. 4 調査結果	59
(1) 漏水量	59
(2) 地下水位	59
(3) ラドン濃度	59
(4) 水温	68
(5) pH	68
(6) 電気伝導度	68
(7) イオン濃度	69
(8) トリチウム	72
(9) 酸素-18、重水素	72
(10) 同位体データを用いた多変量解析	73
5. 5 まとめ	76
参考文献	77

第6章 水質および水温を利用したロックフィルダム初期湛水時の地下水調査 —岐阜県上大須ダム—	78
6. 1 はじめに	78
6. 2 調査地域の概要	78
6. 3 水質調査	80
(1) 調査場所	80
(2) 調査項目	80
(3) 調査期間	80
6. 4 調査結果	81
(1) 漏水量	91
(2) ラドン濃度	91
(3) 水温	91
(4) pH	91
(5) 電気伝導度	91
(6) イオン濃度	92
6. 5 水温データを用いた調整池水の流下時間の計算	93
6. 6 非定常浸透流解析による調整池水の流下時間の計算	97
6. 7 まとめ	98
参考文献	99

第7章 砂岩・粘板岩地帯におけるロックフィルダム初期湛水時の地下水調査 —長野県味噌川ダム—	100
7. 1 はじめに	100
7. 2 調査地点の概要	100
7. 3 初期湛水状況	100
(1) コア・フィルタ敷からの浸透量	102
(2) 下流ロック敷と洪水吐き	103
7. 4 水質調査	103
(1) 調査項目と分析方法	103
(2) 調査時期	103
(3) 調査結果	104
7. 5 粒子追跡法を併用した非定常浸透流解析	107
7. 6 まとめ	109
参考文献	110

第8章 ロックフィルダム周辺の長期的地下水位および水質変動	
-福島県大内ダム-	111
8.1 はじめに	111
8.2 調査対象地点	111
(1) ダム周辺の地質	112
(2) 基礎処理の概要	112
8.3 調査項目	113
(1) 漏水量、地下水位	113
(2) 地下水の水質	113
8.4 調査結果	114
(1) 漏水量、地下水位	114
(2) 地下水の水質	118
8.5 まとめ	124
参考文献	125
第9章 温泉地帯におけるロックフィルダム初期湛水時の地下水調査	
-青森県二庄内ダム-	126
9.1 はじめに	126
9.2 調査地点の概要	126
(1) ダムサイト周辺の地質	126
(2) ダムサイトの地質	127
(3) ダムサイトの透水性および地下水位	128
9.3 初期湛水状況	129
9.4 漏水量と漏水温度	129
9.5 水質調査	132
(1) 調査項目と分析方法	132
(2) 調査時期	132
(3) 調査結果	132
9.6 まとめ	136
参考文献	138
第10章 泥岩地帯におけるコンクリートダム初期湛水時の地下水調査	
-山形県新水ヶ瀬ダム-	139
10.1 はじめに	139
10.2 調査地点の概要	139
10.3 調査概要	140

10.4 調査結果	142
(1) 左岸地下水位観測孔および湧水	142
(2) 監査廊内基礎排水孔	143
(3) 監査廊内コンクリート打ち継ぎ目	144
(4) アンモニウムイオン濃度	144
(5) ラドン濃度の時間変化	148
10.5 まとめ	149
参考文献	149
第11章 ダム漏水調査のための水質調査	150
11.1 ダムにおける水質調査	150
(1) 調査結果の整理	150
(2) 水質調査から得られる情報	152
11.2 本研究で提案した地下水流動調査手法	153
(1) 漏水調査における水質データの表示方法	153
(2) 多変量解析による水質データの評価手法	154
(3) イオン濃度による貯水池水到達時期の検出方法	155
(4) 水温変動と熱伝導解析による貯水池水の流下時間推定手法	157
(5) 地下水位変動から透水性の変化量を求める方法	157
11.3 水質調査指針	158
(1) 水質調査の対象地点	158
(2) 水質調査の頻度	160
(3) 水質調査の開始時期	161
(4) 優先的に調査すべき水質項目	162
(5) 水質データによる異常検出の方法	163
参考文献	165
第12章 結論	166
謝辞	169

記号一覧

A	: 積分定数
c	: 地盤とその間隙に含まれる水を含めた地層の比熱 (cal/(g·°C))
c_0	: 水の比熱 (cal/(g·°C))
C	: ラドン濃度 (Bq/cm ³)
C_i	: 基準化したイオン濃度
C_f	: クラスタ分析におけるクラスタ
C_g	: クラスタ分析におけるクラスタ
C_h	: クラスタ分析におけるクラスタ
C_l	: クラスタ分析におけるクラスタ
D	: ラドンの分散係数 (cm ² /s)
D_{hl}	: クラスタ C_h とクラスタ C_l との距離
H	: 標高 (m)
H_1	: ゾーン I の地下水位低下量 (cm)
H_2	: ゾーン II の地下水位低下量 (cm)
H_3	: ゾーン III の地下水位低下量 (cm)
k	: 地盤とその間隙に含まれる水を含めた地層の熱伝導率 (cal/(cm·sec·°C))
N_f	: クラスタ C_f に含まれるデータの個数
N_g	: クラスタ C_g に含まれるデータの個数
N_h	: クラスタ C_h に含まれるデータの個数
N_l	: クラスタ C_l に含まれるデータの個数
q	: ラドンの単位流路長、単位時間当たりの放出量 (Bq/(cm·s))
Q	: 単位幅当たりの流量 (cm ³ /(cm·sec))
S	: 地下水の流路の断面積 (cm ²)
t	: 時間 (sec)
T	: 水温 (°C)
T_1	: ゾーン I の透水量係数 (cm ² /sec)
T_2	: ゾーン II の透水量係数 (cm ² /sec)
T_3	: ゾーン III の透水量係数 (cm ² /sec)
T_a	: 恒温層上限地中温度 (°C)
T_A	: 水温 (°C)
T_e	: 年平均気温 (°C)

T_i	: [陽イオン当量和+陰イオン当量和] / 2 (meq/l)
T_{imax}	: 監査廊内湧水のイオン濃度 T_i の最大値 (meq/l)
T_{iR}	: 調整池水のイオン濃度 T_i の平均値 (meq/l)
T_R	: ラドンの半減期 (sec)
v	: ダルシー流速 (cm/s)
V	: 実流速 (cm/s)
x	: 地下水の流下方向の座標 (cm)
X_1	: ゾーン I の流下方向の長さ (cm)
X_2	: ゾーン II の流下方向の長さ (cm)
X_3	: ゾーン III の流下方向の長さ (cm)
α	: 熱拡散率 (cm ² /s)
ΔT_0	: 水温の季節変動の振幅 (°C)
λ	: ラドンの減衰定数 (1/sec)
ρ	: 地盤とその間隙に含まれる水を含めた地層の密度 (g/cm ³)
ρ_0	: 水の密度 (g/cm ³)
τ	: 水温の季節変動の周期 (day)

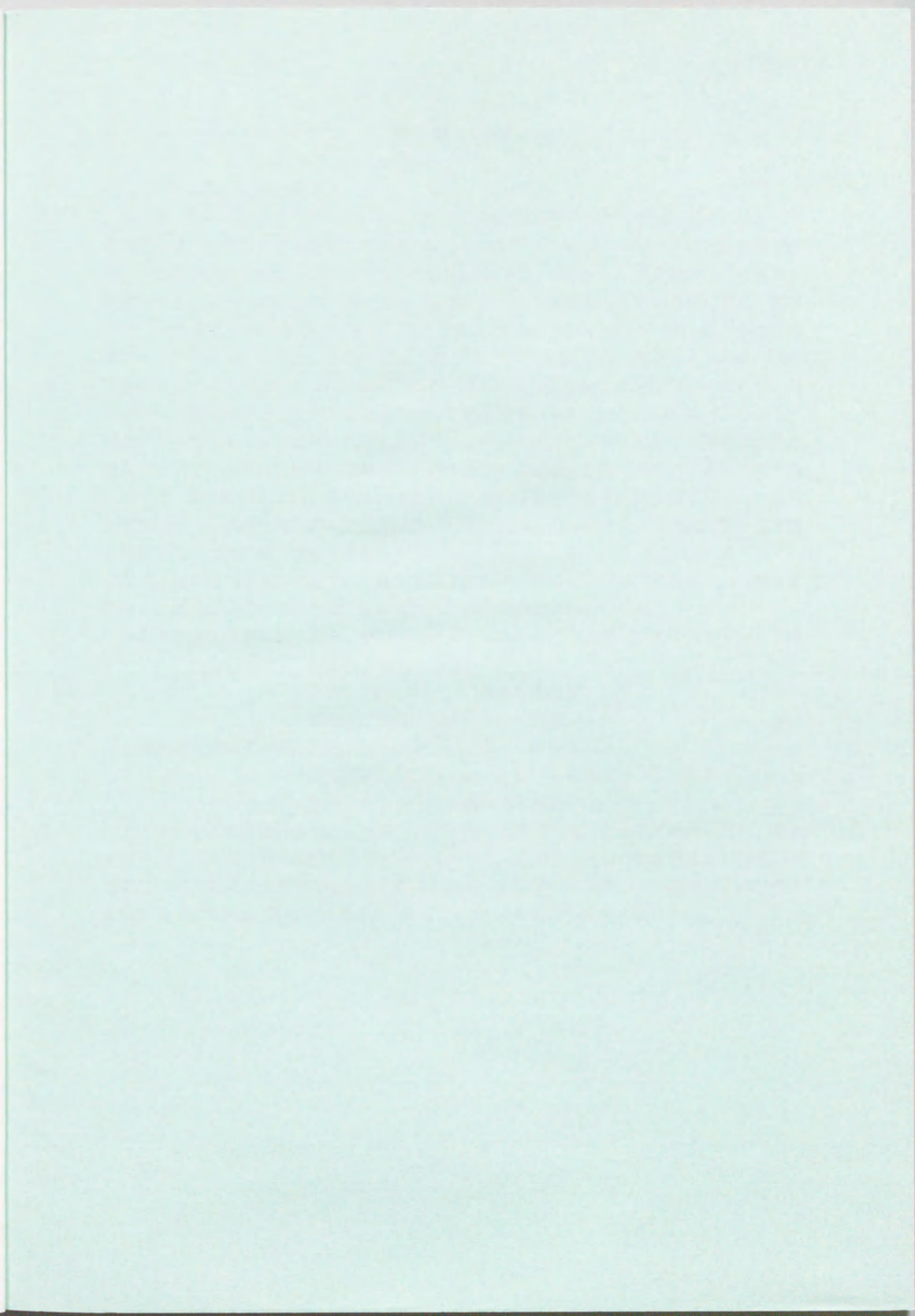
1. The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions. It emphasizes that this is crucial for the company's financial health and for providing reliable information to stakeholders.

2. The second part outlines the specific procedures for recording transactions. It details the steps from initial receipt to final entry in the accounting system, ensuring that all necessary details are captured and verified.

3. The third part addresses the role of the accounting department in monitoring and controlling the company's resources. It highlights the need for regular audits and reviews to identify any discrepancies or inefficiencies.

4. The fourth part discusses the impact of these procedures on the company's overall performance. It notes that consistent and accurate record-keeping leads to better decision-making and improved financial stability.

5. The fifth part provides a summary of the key points and reiterates the commitment to high standards of financial reporting and transparency.



第1章 序論

1.1 本研究の背景と目的

ダムは、土木構造物の中でもその事故が社会に与える影響は甚大であり、ダムの設計・施工は技術の粋を結集して実施されている。しかし、世界的に見れば、1959年に左岸基礎岩盤のすべり破壊により崩壊したフランスの Malpasset ダム、1976年に浸透破壊により崩壊した米国の Teton ダムのように、我が国のダム建設に大きな影響を与えた事故例もある。国内では、1928年の小諸発電所（パットレス式、高さ 15.7m、死者 7名）、1941年の幌内ダム事故（コンクリート重力式、高さ 15.7m、死者 60名）の崩壊事故の例があるものの、太平洋戦争後はアースダムの小規模な事故を除き、ダムの事故は発生していない¹⁾。これは、我が国のダム建設技術とその維持管理技術の高さを証明するものであるといえよう。しかし、近年、ダムの立地に適した地点は限定されつつあり、今後はダム基礎岩盤としての遮水性を確保する上で克服すべき技術的課題が多い地点にダムを建設せざるを得ないことも予想される。また、我が国のダムは、地震国であるが故に過大な安全率を見込みすぎているという考え方もあり²⁾、基礎処理等の経済性追求という面からもより高精度にダム基礎岩盤の遮水性を評価することが必要になると考えられる。

現状、我が国のダムの安全性は、以下に示すように、強度およびすべりなどの力学的な安定性と、パイピングなどの水理的な安定性の両面から検討されている³⁾。

力学的安定に関する量：歪み、傾斜角、沈下、たわみなどの変形（動的に測定するときは加速度、速度を含む。）

応力、土圧、揚圧力、間隙水圧などの応力

貯水位、温度、地震動などの荷重

水理的安定に関する量：流速、浸透流量、漏水量などの流量

間隙水圧、揚圧力、地下水位、浸潤線などの圧力水頭

懸濁物質、濁りの有無などの水質

ダム全体の安全管理の面からは、例えば部分的な水理的情報である間隙水圧よりは、特定のゾーンからの漏水量に着目した方が良いという考え方から、ダムの安全管理に必要な計測事項は、河川管理施設等構造令第13条では表-1.1のように示され、土木研究所資料「ダムの安全管理」⁴⁾では、望ましい計測事項として、表-1.2のように示されている。

表-1.1 ダムの安全管理に必要な計測項目（河川管理施設等構造令）

(計測装置)
第13条 ダムには、次の表の中欄に掲げる区分に応じ、同表の下欄に掲げる事項を計測するための装置を設けるものとする。

項	区分		計測事項
	ダムの種類	基礎地盤から堤頂までの高さ(単位 m)	
一	重力式コンクリートダム	50未満	漏水量 揚圧力
		50以上	漏水量 変形 揚圧力
二	アーチ式コンクリートダム	30未満	漏水量 変形
		30以上	漏水量 変形 揚圧力
三	フィルダム	ダムの堤体が概ね均一の材料によるもの	漏水量 変形 揚圧力
		その他のもの	漏水量 変形

2 基礎地盤から堤頂までの高さが100m以上のダム又は特殊な設計によるダムには、前項に規定するもののほか、当該ダムの管理上特に必要と認められる事項を計測するための装置を設けるものとする。

表-1.2 安全管理のための計測項目⁴⁾

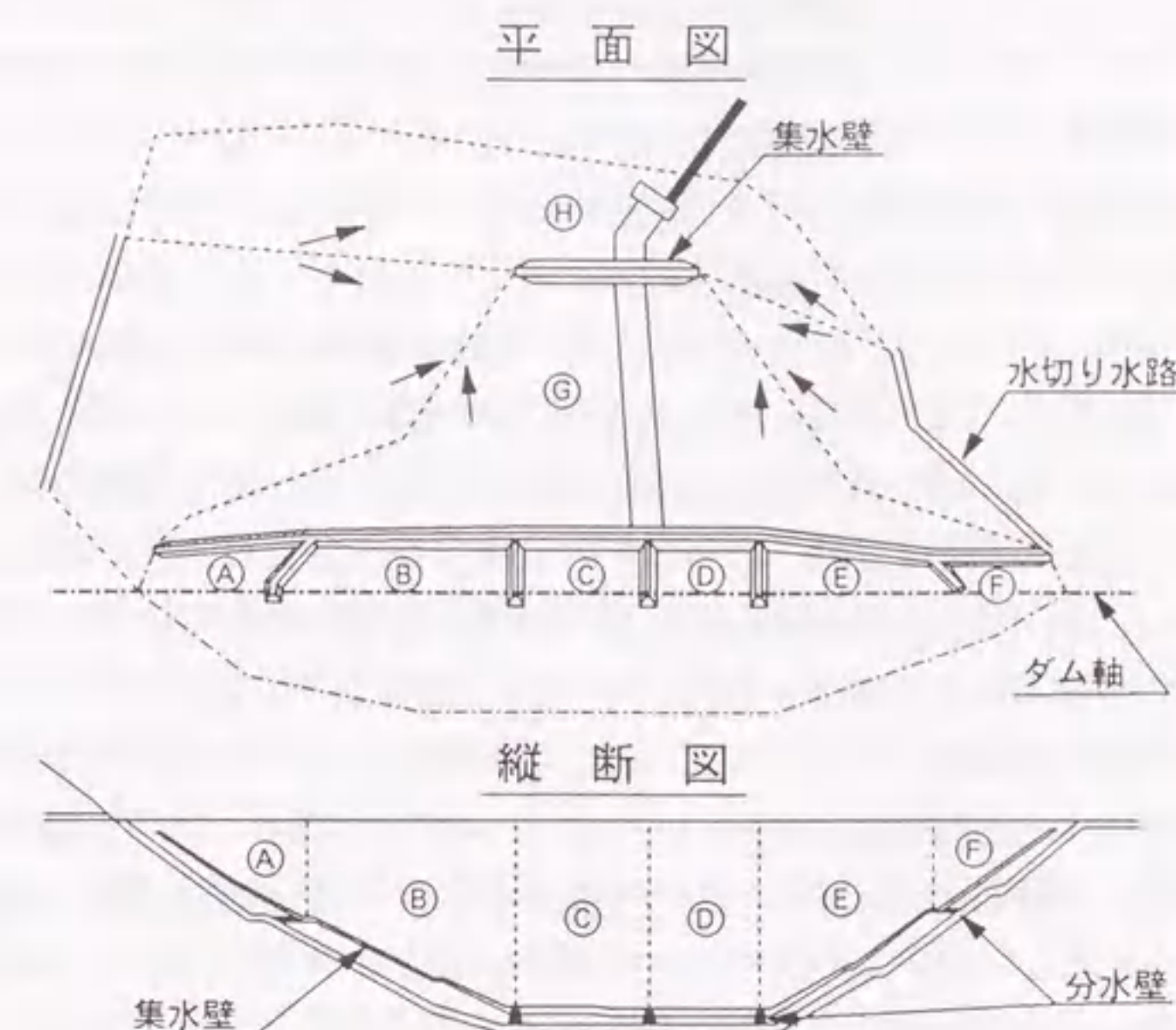
項目 型式	漏水量	変形量	揚圧力または 間隙水圧	浸潤線	温度	応力または 土圧	歪みまたは せん断変位	巡視による 堤体等の 状況	地震
重力式 コンクリートダム	◎	◎	◎	—	△	△	△	◎	○
アーチ式 コンクリートダム	◎	◎	◎	—	◎	○	△	◎	○
ロックフィルダム	◎	◎	◎	—	—	△	△	◎	○
アースダム	◎	◎	◎	◎	—	△	△	◎	○

(注) ◎：必要不可欠な計測項目 ○：比較的重要な計測項目
△：大規模なダム等において計測が望ましい計測項目

計測頻度に関しては、土木研究所資料⁴⁾、日本大ダム会議において制定された「ダム構造物管理基準」⁵⁾で、その基準が示されている。

ダム堤体および基礎岩盤の異常の有無の判定は、主として漏水量、変形量、揚圧力（間隙水圧）の3つの計測データに基づいて行われる。このうち、変形量は主として長期的なクリープ変形が問題となるもので、揚圧力・間隙水圧は他の項目に比べ局所的現象であること、変形の異常は普通漏水量の異常を伴うこと等から、漏水量の評価が最も重要となる⁶⁾。

ロックフィルダムにおける漏水量の計測システム概念図を図-1.1に示す⁷⁾。



集水壁・分水壁詳細図

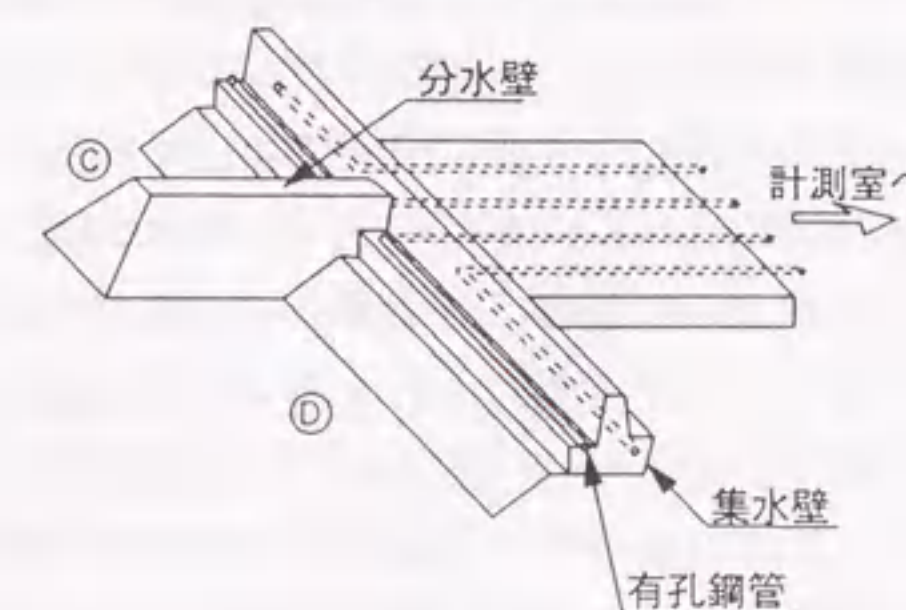


図-1.1 ロックフィルダムにおける漏水量計測システム概念図⁷⁾

計測値に基づいて、ダムの安全性を判断するには、次の2つの方法がある。

- ① 計測値を設計値と比較する（絶対値の比較）
- ② 計測値自体の傾向を調べる（経時変化の観察）

前者の方法は、アーチダムのたわみなどのように設計値の精度が高ければ、明確な判断ができる。しかし、フィルダムの変形や岩盤からの漏水については、盛り立て材料の非線形力学特性、基礎岩盤の不均一性などにより、設計値と計測値との比較が困難なものも多く、この手法のみで判断することは適当ではない。後者の方法は、例えば貯水位一定の状態における漏水量の経時変化、あるいは貯水位が上昇している状態での漏水量の経時変化を観察することにより、ダムの異常を判断する方法である。一般に、計測値の絶対値は参考程度にとど

め、経時変化から異常の有無を判定することが多い。どの程度の経時変化があれば危険とみなすかはダム形式、規模、地質条件等々により異なるため、一般的な判断基準はなく、個々のダム毎に判断されているのが現状である⁹⁾。

万一、異常漏水が発生したときは、その漏水経路を速やかに調査する必要がある。漏水経路を特定する手法としては、①集水範囲別の漏水量、下流地下水位、間隙水圧の計測データによる漏水経路の推定手法、②トレーサ手法を用いた漏水経路の推定手法がある。

①の方法では、図-1.1のように漏水量の集水範囲が分割されていれば、どの集水範囲の漏水量が増加したかを見ることにより、集水範囲を最小単位とした漏水経路が推定できる。しかし、古いダムでは集水範囲を分割しないでダム下流端の1箇所を漏水を測定しているダムも多く、そのような場合漏水経路の特定は困難である。地下水位や間隙水圧の測定ポイントが漏水経路に位置していれば、通常、水位上昇、圧力増加という変化を示すことが多い。しかし、地下水位や間隙水圧のデータは圧力の伝播だけで変化する量的なデータだけであるために、実際に貯水池から浸透経路に位置しているかを断定できないという欠点がある。松本・北村⁸⁾は、監査廊内で測定された間隙水圧と漏水量のデータを比較し、ダム基礎の間隙水圧とその近傍の浸透流量とは必ずしも関係付けられないことを示しているが、水圧や水位のデータだけでは、実際の水の移動量を把握することは困難である。

②の方法は、上流（貯水池または左右岸の地下水観測孔）にトレーサを投入し、下流（漏水測定堰、地山からの湧水、下流河川水、下流地山の地下水観測孔）で定期的に採水し、トレーサの有無とその時間変化から漏水経路およびその浸透時間を調査するものである。直接貯水池からの浸透経路を捉える手法であり、海外のダムにおいてはその適用例は多い⁹⁾。しかし、貯水池という大容量の水の中に、ダム下流側で検出可能なトレーサを投入するということは、どのようなトレーサを使うとしても天然地下水あるいは下流河川水に含まれない濃度レベルの水質環境を作り出すことになる。したがって、使用するトレーサ物質が環境基準で規制されていない物質であっても、広義の地下水汚染を引き起こすことになり、下流域への環境上の配慮さらに計測費用、計測時間の観点から大規模な調査は実施し難い。

このようなトレーサ手法の欠点を補う手法として、本研究で取り扱う地下水中のイオン濃度や環境中の同位体を指標として、漏水経路の推定や浸透速度の把握を行う方法がある。通常のダムの計測においても、水質項目としての濁度は、パイピングの発生の有無を検出する指標として定期的に調査され、その発生メカニズムが明確であることからダムの異常監視に古くより利用されている。しかし、漏水量、地下水位、間隙水圧等の量的なデータはダムの計測項目として不可欠とされているが、イオン濃度や環境中の同位体の水質データは特殊な計測項目に位置付けられているのも事実である。これは、これらの水質項目の成因やデータの活用方法が、ダム現場における地下水の調査・解析やダム管理に携わる技術者にとって必ずしも明確に示されておらず、さらに、水質の分析に時間と費用がかかることも大きな要因であった。

現在、水質分析機器の改良・開発はめざましく、従来の方法に比べて専門的な分析技術がなくても、高精度の結果が得られる装置が安価に入手できるようになってきている。したがって、従来実務面では取り扱われることが少なかった種々の水質データの利用方法を、現場

の技術者にもわかりやすく取りまとめることの有用性は非常に高い。そこで、本研究では、地下水の水質起源に関する情報を整理した上で、複数のダムを対象にした水質調査事例を提示し、その結果を基に今後のダムの安全監視ならびにダム基礎岩盤の透水性評価に資するために、水質データを利用したダム周辺地下水流動調査手法を体系的に取りまとめる。

1. 2 地下水の水質に関する従来研究

地下水の水質に関する研究は、地球化学、土木工学、農業工学、応用地質学、衛生工学等多くの分野で行われている。地球化学の分野では、天然における鉱物間、鉱物-流体間および流体内における化学反応を熱力学的に取り扱うことを基礎とした研究が主流である¹⁰⁾¹¹⁾¹²⁾¹³⁾。一方、多くの蓄積された地球化学的知見を基に、水質データから地下水のかん養、流動過程を解釈しようとする研究が吉岡¹⁴⁾、鶴巻¹⁵⁾らによって進められている。両者は、いずれも地球化学という専門分野をベースにしているが、後者はより実務に近い立場である。また、環境中の地下水に含まれるトリチウム等の放射性同位体や、酸素・水素の安定同位体を利用した水循環に関する研究は、水谷ら¹⁶⁾、北岡ら¹⁷⁾¹⁸⁾、吉岡ら¹⁹⁾、中井ら²⁰⁾、馬原²¹⁾²²⁾によって進められ、現地への適用事例も報告されている。

さらに、地下水ではなく、地盤そのものの動きに着目した研究として、地すべり・山崩れと地下水の水質との関係に関する研究がある。吉岡²³⁾²⁴⁾、佐藤²⁵⁾²⁶⁾²⁷⁾²⁸⁾、北野²⁹⁾、木村³⁰⁾、今泉³¹⁾による研究により、地すべり地帯での水質の特徴とその成因に関する多くの情報が得られている。

また、地下水の水質汚染の観点から汚染物質の化学的な挙動を論じた研究も多く³²⁾³³⁾³⁴⁾³⁵⁾、さらに地下水汚染の調査に際して、地下水中に放出されている汚染物質の分布を効率的に把握するためにどのような水質項目を指標とすべきかを論じた報告もある³⁶⁾。

さらに、高レベル放射性廃棄物処分の際には、廃棄物から漏出し半減期の長い放射性同位元素の地下水での移行速度を評価することが必要であり、地球化学的な反応速度論や天然有機物との相互作用に関する研究³⁷⁾、深部地下水の水質環境に関する詳細な調査研究³⁸⁾³⁹⁾⁴⁰⁾、水質データの収集・解析⁴¹⁾が精力的に進められている。このように、地下水の水質に関する研究は、地球化学における熱力学的化学平衡論に基づく理論的研究から、それらの研究成果を地すべりの予測や放射性廃棄物処分等の実務面に応用することを前提にした研究まで、広範囲に渡っている。

一方、建設の施工および建設後の維持管理に水質データを利用しようとする試みもある。これは、主にダム、トンネル、地下発電所等の土木構造物周辺の地下水の水質に関して、地下水の水質がその流路にある岩石の種類、風化の程度、地下水の滞留時間等多くの情報を含んでいることを利用して、その水質情報から地下水の流動に関する情報を引き出し、施工計画やダムの維持管理に役立てようとするものである。

この中でも、トンネル湧水の水質に関する研究は多い。代表的なものとして、六甲山地のトンネルにおける地表水と湧水との関係に関する鶴巻の研究⁴²⁾、青山トンネルでの三木らの研究⁴³⁾、断層破砕帯に付随する湧水を対象にした六甲トンネル、神戸トンネル、恵那山トンネルでの黒田らの研究⁴⁴⁾、青函トンネルにおける湧水予知を目的にした関の研究⁴⁵⁾、六甲山

地のトンネル湧水の地中での挙動を把握するための吉岡の研究⁴⁶⁾、山地全体の水循環系の把握を目的とした恵那山トンネルにおける石橋らの研究⁴⁷⁾がある。また、最近では、井伊ら⁴⁸⁾が、松本トンネル湧水の水質調査結果を、塩崎ら⁴⁹⁾が赤石沢トンネル湧水の水質調査結果を報告している。

これに対し、地下発電所、ダムを対象にした水質調査の報告は少ない。水質および同位体を利用した地下発電所周辺の地下水流動調査結果は、本島による調査結果⁵⁰⁾⁵¹⁾以外は公表されていない。水質を利用したダム周辺の地下水調査は、木村ら⁵²⁾⁵³⁾によるラドンを指標にしたダム漏水調査が先駆けである。しかし、ダム漏水は一般に公表しにくい神経質な問題であることから、木村らの研究以降、国内のダムを対象にした漏水調査の報告は、向上ら⁵⁴⁾、中島ら⁵⁵⁾⁵⁶⁾、本島・大隅⁵⁷⁾、塩崎ら⁵⁸⁾による調査結果以外には見あたらない。

1. 3 本論文の構成

本論文は、11章から構成されている。第1章では序論であり、第2章では、本研究の基礎となる地下水の水質がどのような要因に支配されているかを示し、それぞれの水質項目の起源および水質調査の際の留意点について整理する。

第3章では、地下水調査で対象となる主要イオン濃度の変化に関する基礎的な情報を得るために行った室内における岩石の溶出実験結果について述べる。

第4章から第10章までは、筆者がこれまでに実施したダム湛水時の地下水の水質調査結果について述べ、それぞれのダムにおいて、どのような手法を用いてダム周辺地下水の流動状況を把握したかについて論じる。

第4章の寺山ダムは、流紋岩地帯に建設されたロックフィルダムである。ダムの水質データを多変量解析手法を使って整理し、浸透経路を推定した初めての研究事例である。寺山ダムでは初期湛水時から水質調査が実施されているが、第4章では、水質データが整備された第3回目湛水時の調査結果について述べる。

第5章および第6章では、揚水式発電所の上部調整池である川浦ダム・川浦鞍部ダム（第5章）および下部調整池である上大須ダム（第6章）の初期湛水時の地下水調査結果について述べる。アーチ式、コンクリート重力式、ロックフィルダムの3型式のダムを対象にして同時期に水質調査を行ったものである。これらのダムでは、主要イオン濃度、ラドンに加えて、通常のダム周辺地下水流動調査では使用されることの少ないトリチウム、酸素-18、重水素を含めた調査を湛水開始から約2年間実施した。上大須ダムでは、水質の変化から示される調整池水の流下時間と、非定常浸透流解析および水温の移流拡散解析から得られる流下時間とを比較した。

第7章では、砂岩、粘板岩を基礎岩盤とするロックフィルダムである味噌川ダムを対象にした水質調査結果について述べる。地下水に含まれる溶存成分の量が非常に多く、岩石からの溶出量が多い特殊な地下水水質環境下での調査である。

第8章の大内ダムは、凝灰岩地帯に建設されたロックフィルダムである。本ダムでは、通常のダムに比べて多くの地下水位観測孔が設定されており、湛水開始後約4年間に渡る長期的な地下水位・水質の時間変化を詳細に追跡し、貯水池水の流動速度およびダム下流岩盤の

長期的な透水性の変化を把握した。

第9章は、大内ダムと同じ凝灰岩地帯ではあるが、近傍に温泉が湧出するという特殊な地下水環境にあり、高濃度の硝酸イオンが検出されている二庄内ダムにおける調査事例である。

第10章の新水ヶ瀬ダムは、東北地方の泥岩地帯に位置するコンクリート重力式ダムである。東北地方泥岩地帯の地下水に特徴的な高濃度の硫酸イオン濃度を有する地下水環境下において、ダム基礎岩盤を通過する漏水の水質がどのように変化するかを示した。

第11章では、第4章から第10章で示したダムにおける水質調査結果、および本研究で示した代表的な調査手法を整理する。また、それらの成果とともに第2章の水質起源に関する情報、第3章の溶出実験結果から得られた知見を参考にしながら、今後のダム漏水監視のための水質調査のあり方について提案する。

本研究で調査対象としたダム地点の位置を図-1.2に示す。

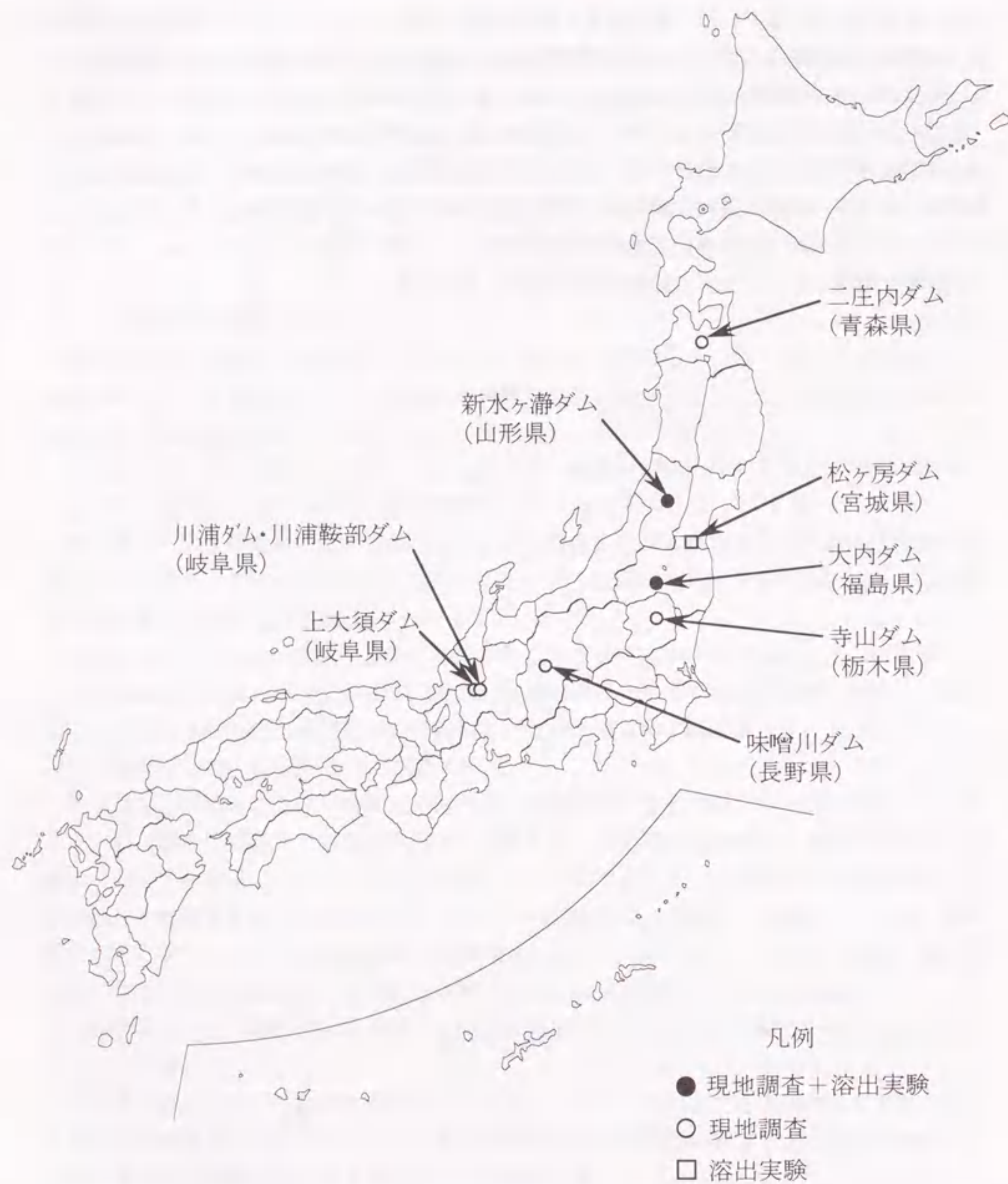


図-1.2 調査対象地点および溶出実験用試料採取地点

参考文献

- 1) 雨宮清：建設分野における研究活動と社会的受容に関する研究、東京大学学位論文、pp.93-97、1996.
- 2) Gerhard ROUVÉ (高木不折訳)：ダム事故とその考え方、土木学会誌、第65巻、第2号、pp.47-50、1980.
- 3) 建設省河川局監修：多目的ダムの建設設計Ⅱ編、pp.377-379、1987.
- 4) 建設省土木研究所ダム部：ダムの安全管理、土木研究所資料、第1834号、1982.
- 5) 日本大ダム会議：ダム構造物管理基準、1986.
- 6) 近藤悟：試験湛水と測定計画、ダム技術、No.29、pp.16-25、1989.
- 7) 建設省土木研究所ダム部フィルダム研究室：フィルダムの挙動解析(その2)ー変位、浸透ー、土木研究所資料、第3255号、p.92、1994.
- 8) 松本徳久、北村康雄：湛水にともなうフィルダムの挙動と安全管理、土木研究所資料、第1173号、pp.7-9、1976.
- 9) Allende, J. L.：漏水調査ならびにダムおよびダム基礎の排水について、大ダム、第38巻、第2号、pp.13-32、1976.
- 10) James I. Drever：The Geochemistry of Natural Waters, Prentice Hall, 1988.
- 11) 飯山敏道、河村雄行、中島悟：実験地球化学、東京大学出版会、1994.
- 12) 千田信：地球化学反応と移動現象、コロナ社、1996.
- 13) 鹿園直建、藤本光一郎：珪酸塩鉱物の水溶液に対する溶解速度ー実験値とフィールド値との比較と流動・溶解カインエティックモデルによる地下水組成の解釈ー、地球化学、Vol.30、pp.91-97、1996.
- 14) 吉岡龍馬：地盤情報源としての地下水の水質：地下水地盤環境に関するシンポジウム'95論文集、pp.39-58、1995.
- 15) 鶴巻道二：地下水の水質変化とその解釈、地下水技術、第35巻、第12号、pp.39-53、1993.
- 16) 水谷義彦、小田松尚：安定同位体比による富山県庄川扇状地地下水のかん養源および流動状況の研究、地球化学、Vol.17、pp.1-9、1983.
- 17) 北岡豪一、吉岡龍馬：トリチウム濃度から推定される六甲山系の水循環の速さについて、地下水学会誌、第26巻、第4号、pp.131-145、1984.
- 18) 北岡豪一、由佐悠紀、神山孝吉、大沢信二、Michael K. STEWART、日下部実：水素と酸素の安定同位体比からみた別府温泉における地熱流体の移動過程、地下水学会誌、第35巻、第4号、pp.287-305、1993.
- 19) 吉岡龍馬、北岡豪一、小泉尚嗣：同位体組成から推定される地下水の流動系についてー三島市及びその周辺地域を例にしてー、地下水学会誌、第35巻、第4号、pp.271-285、1993.
- 20) 中井信之、菊田直子、土隆一：富士山及び周辺の地下水・河川水の安定同位体組成とその水文学への応用、ハイドロロジー、第25巻、第2号、pp.71-81、1995.

- 21) 馬原保典：地下水年代決定法の検討（その2）—トリチウム・ヘリウム-3測定法の原位置への適用性—、電力中央研究所報告、U90050、1990.
- 22) 馬原保典：地下水年代決定法の検討（その3）—溶存希ガスを活用した地下水流動評価法の提案—、電力中央研究所報告、U94027、1994.
- 23) 吉岡龍馬：地すべりと水—地球化学的調査（その1）—、地下水学会誌、第32巻、第3号、pp.147-162、1990.
- 24) 吉岡龍馬：地すべりと水—地球化学的調査（その2）—、地下水学会誌、第32巻、第4号 pp.253-272、1990.
- 25) 佐藤修、青木滋：地すべり地内外の水質の特徴—第三系泥岩地帯の地すべりを例として—、地すべり、第27巻、第1号、pp.27-33、1990.
- 26) 佐藤修：地すべり地における地下水水質調査法（その1）—現地調査とデータの整理—、地すべり技術、Vol.20、No.1、pp.11-23、1993.
- 27) 佐藤修：地すべり地における地下水水質調査法（その2）—地すべり地地下水の水質形成過程—、地すべり技術、Vol.20、No.2、pp.18-28、1993.
- 28) 佐藤修：地すべり地における地下水水質調査法（その3）—地すべり地地下水の水質形成過程と調査事例—、地すべり技術、Vol.20、No.3、pp.16-26、1993.
- 29) 北野康：天然水の水質から見た山崩れの予知、地球環境の化学、pp.213-223、1984.
- 30) 木村耕治：神戸層群の地すべり地に存在する高濃度 Na-HCO₃型水質の形成機構、地下水学会誌、第32巻、第1号、pp.5-16、1990.
- 31) 今泉真之：第三紀泥岩地すべり斜面の浅層地下水の水質変化—新潟県板倉町の大池地すべりを例として—、応用地質、第37巻、第1号、pp.2-18、1996.
- 32) 地下水問題研究会編：地下水汚染論—その基礎と応用—、共立出版、1991.
- 33) 鶴巻道二：地下水の水質汚染、地質と調査、第4号、pp.45-53、1988.
- 34) 鶴巻道二：浅層地下水の硝酸態窒素、地下水学会誌、第34巻、第3号、pp.153-162、1992.
- 35) 田口雄作：窒素による地下水汚染と水文学の課題、ハイドロロジー、第25巻、第2号、pp.51-56、1995.
- 36) Clark, T. P. and R. Piskin : Chemical quality and indicator parameter for monitoring landfill leachates in illinois, Environmental Geology, Vol.1, pp.329-339, 1977.
- 37) 中島悟：岩石中の物質移動と岩石・水反応機構、島崎、他編「放射性廃棄物と地質科学、地層処分」の現状と課題」、東京大学出版会、pp.186-225、1995.
- 38) 中山真一：地下水中におけるネプツニウムの化学挙動、日本原子力学会誌、Vol.32、No.10、pp.24-28、1990.
- 39) 根山敦史、他：実測された地下水 Eh の地球化学モデルによる評価、日本原子力学会秋の大会、p.720、1990.
- 40) 動力炉・核燃料開発事業団：地層処分研究開発の現状（平成8年度）、PNC TN1410 96-071、pp.236-258、1996.

- 41) 動力炉・核燃料開発事業団：我が国における地下水の水質に関するデータの収集・解析、PNC TN7410 92-017、1992.
- 42) 鶴巻道二：六甲山地のトンネル湧水と表流水の水質、施工技術、第6巻、第7号、pp.35-44、1973.
- 43) 三木一美、吉沢甫：トンネル湧水の水質分析によるその発生形態同定について、土木学会論文報告集、第265号、pp.47-60、1977.
- 44) 黒田和男、他：断層帯を伴う花崗岩に付随する地下水・湧水の水質について、応用地質、第22巻、第1号、pp.118-131、1981.
- 45) 関陽太郎：海底トンネル施工時の異常出水の予知についての1例、応用地質、第22巻、第1号、pp.132-144、1981.
- 46) 吉岡龍馬：六甲山系の地下水の水質特性について、日本地下水学会誌、第26巻、第4号、pp.147-166、1984.
- 47) 石橋弘道、山田憲夫：トンネル湧水の湧出機構と水質、—恵那山トンネルの場合—、ハイドロロジー、Vol.16、No.1、pp.18-26、1986.
- 48) 井伊博行、三沢伸也：松本トンネルの湧水とその周辺地下水の水質について、地下水学会誌、第36巻、第1号、pp.13-29、1994.
- 49) 塩崎功、向上拡美、高木不折、松林宇一郎、林好克：砂岩・粘板岩互層における赤石沢トンネル湧水の水質について、水工学論文集、第39巻、pp.317-324、1995.
- 50) 本島勲：岩盤地下水の年代と涵養源に関する考察(1)—水質・同位体による検討—、電力土木、No.206、pp.92-102、1985.
- 51) 本島勲：岩盤地下水の年代と涵養源に関する考察(2)—水質・同位体による検討—、電力土木、No.207、pp.81-89、1985.
- 52) 木村重彦、小前隆美：ダム老朽度と漏水機構の簡便な実証的解析法、農試技報、A14、pp.17-26、1971.
- 53) 木村重彦、熊谷善行、小前隆美：環境の²²²Rnによるダム漏水の解析、大ダム、No.77、pp.12-18、1976.
- 54) 向上拡美、北村孝海、笠博義、安井義英：ラドン濃度計測によるフィルダム初期湛水時における漏水経路の推定、第19回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集、pp.176-180、1987.
- 55) 中島重旗、下津昌司、塩崎功、北村孝海、向上拡美：水質の多変量解析によるロックフィルダム漏水経路の診断、地下水学会誌、第29巻、第4号、pp.171-182、1987.
- 56) 中島重旗、下津昌司、塩崎功、北村孝海、向上拡美：水質の多変量解析によるロックフィルダム漏水経路の診断—（その2）第3回湛水時における調査結果について—、地下水学会誌、第31巻、第19号、pp.19-30、1989.
- 57) 本島勲、大隅多加志：水質及び環境同位体を利用した地下水調査 2)調査法の適用例、電力土木、No.218、pp.7-18、1989.
- 58) 塩崎功、高木不折、松林宇一郎、向上拡美：ダム周辺の長期的地下水位および水質変動に関する一考察、水工学論文集、第40巻、pp.93-100、1996.

第2章 地下水の水質起源

地下水の流動状況を把握することを目的とした水質調査では、通常以下に示す水質項目から適切なものが選択される。

①現地測定可能な調査項目：

pH、電気伝導度、水温、酸化還元電位(Eh)、溶存酸素(DO)

②地下水の主要イオン

Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 NH_4^+ 、 SiO_2 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、 NO_3^- 、 F^-

③天然地下水中に含まれる放射性同位体

トリチウム(^3H)、ラドン(^{222}Rn)

④天然地下水中に含まれる安定同位体

酸素-18(^{18}O)、重水素(^2H あるいは D)

水質データを利用して地下水の流動場を評価するためには、それぞれの水質項目が持つ意味を十分に理解しておく必要がある。したがって、本章では、上記の水質項目についてその起源について概説し、さらに調査・分析上の留意点についても簡単に説明する。

水質の分析方法については、いくつかの成書¹⁾²⁾に記述されているので、本章では詳しく述べない。

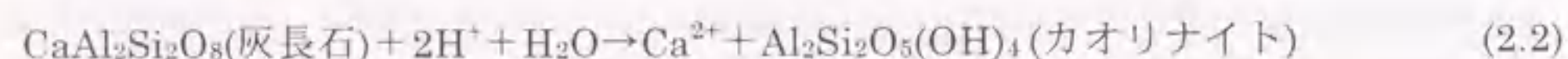
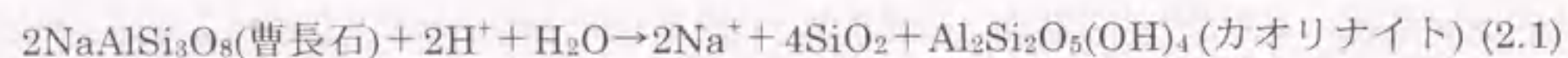
2.1 pH、電気伝導度、水温、酸化還元電位、溶存酸素

pH、電気伝導度、水温、酸化還元電位、溶存酸素は、現場で測定可能な水質項目の代表であり、適切な活用方法が見いだされれば実務面での有用性は非常に高いといえる。

(1) pH

pH は、地下水が通過してきた地質環境、地盤中の二酸化炭素の溶解、植物の炭酸同化作用、バクテリアによる生物体の分解、温泉水の浸入、海水の浸入、人為的影響等により変化する。浅層地下水の pH は、温泉や鉱山排水の影響を受けている場合を除き、概ね 7.0 前後の値を示すが、地下深部で採水された地下水の pH はアルカリ性を示すことが知られている³⁾。

この原因は、岩盤中では CO_2 の供給が限られているために、次式の反応によって地下水中の水素イオンが除去された結果であると考えられている⁴⁾。



pH の測定では、ガラス電極を使用した pH 計が多用されるが、測定に際しては pH センサーの定期的な較正が不可欠である。ガラス電極は劣化するものであり、劣化に伴って pH が安定するのに要する時間は長くなる。測定者は、使用するセンサーの寿命とその反応速度

および必要とされる精度を念頭においた上で、値を読みとることが必要となる。pH が本質的な調査項目でない場合に、0.01 の精度まで安定するのを待つようなことは無意味である。

(2) 電気伝導度¹⁾

水溶液の電気伝導度(単位は、通常 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Siemens/cm))は、水中に溶けているイオンの量と各イオンの電気を運ぶ速さによって支配される。そこで、電気伝導度によりおおまかに水中の溶存イオン量を比較することができる。一般の河川の電気伝導度は数 $10\mu\text{S}/\text{cm}$ である。地下水では、浸透した雨水、河川水が岩盤中を通過する過程で岩石から種々のイオンが供給されるために、温泉地帯等の特殊な環境を除き数 $100\mu\text{S}/\text{cm}$ 程度の値を示すことが多い。また、岩石の風化が進んでいる地すべり地帯では、岩石からの溶出量が多いために、数 $1000\mu\text{S}/\text{cm}$ の値が観測されることもある⁵⁾。

電気伝導度は、水温によって変化するために、通常 25°C の値に換算して表示される。最近の電気伝導度計は自動温度補正機能を有するものが多いが、電気伝導度センサーと水温センサーが一体化しているものが多い。このタイプのセンサーで温度補正用の水温を測定する場合、センサーの温度が測定対象の水と同じ温度になるまでに時間を要するために、現場測定の短い時間の中で必ずしも温度補正が正確に行われるとは限らない。したがって、高精度の電気伝導度の測定が必要な場合には、温度補正しない電気伝導度の測定と、熱容量の小さな専用の水温センサーによる水温測定の併用が望ましい。

(3) 水温

地下水の水温は、一般的には水質項目と見なされることは少ない。しかし、その起源となる水の温度や流動経路の環境によって変化するという点では水質と同様な性質を持つ物理データである。したがって、本論では地下水の水温も水質データの 1 種であるとして取り扱う。

水温の測定に主眼を置いた地下水調査以外では、電気伝導度計や pH メーターに付随している水温センサーを用いて水温を測定することが多い。この方法は簡便であるが、先に述べたようにセンサーの熱容量が大きいために正確な温度を迅速に測定することは困難である。水温は、測定が簡便である反面、測定時の環境によって変化しやすく、例えば炎天下でボーリング孔から採水した地下水の水温を測定しても、採水過程および測定中に水温が変化するために正確な測定は不可能である。このような場合は、水温センサーそのものをボーリング孔内に挿入する方法で測定しなければならない。

地中温度は、ある深さに達すると 1 年中ほとんど変化しなくなり、この層が恒温層と呼ばれる。日本の恒温層の深さは、10 数 m の深さにあるといわれており、その温度は、年平均気温と比べると $1\sim 4^\circ\text{C}$ ほど高い⁶⁾。

年平均気温と恒温層上限地中温度との関係は次式で示されている⁶⁾。

$$T_e = 0.83 T_a + 3.7 \quad (2.3)$$

ここで、 T_e は恒温層上限地中温度、 T_a は年平均気温である。

また、年平均気温と標高 H (EL.m) との関係は、八ヶ岳のデータを用いれば、次式で示される。

$$T_a = -0.00665 H + 15.4 \quad (2.4)$$

なお、上記の標高による気温の変化率は、標準大気の高さ 11km までの気温変化率 $-6.5^\circ\text{C}/\text{km}$ にほぼ一致する⁸⁾。

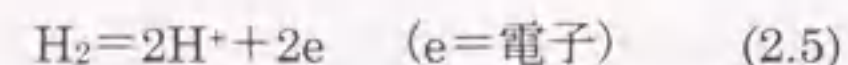
恒温層以下の深さでは地中温度は1年を通じて変わらず、一般的には地温勾配 $3^\circ\text{C}/100\text{m}$ 程度で深さとともに増加するといわれている⁹⁾。

(4) 酸化還元電位

地下水中の酸化還元状態は、土壌や地層中における化学反応に大きな影響を与える。例えば、表-2.1 は酸化還元状態による土壌中での

物質の形態の変化を示したものであり⁹⁾、土壌中に存在する主要元素である C、N、S、Fe、Mn がその酸化還元状態によって大きく存在形態が変化することがわかる。

酸化還元電位は、標準水素電極と白金電極の間に生じる起電力として表現される。すなわち、次式の反応における電位を基準電位 (0.00 ボルト) と決め、この電位を基準にした酸化還元電位の値を Eh と表示する¹⁰⁾。



実際には、標準水素電極はほとんど用いられないので、Eh の測定には、実際に用いた参照電極の標準水素電極に対する電位が分かっている必要はない。例えば、筆者が通常使用する 3.3M KCl 内部溶液を有する AgCl 電極で測定した値を 25°C の標準水素電極の値に換算するには次式を用いる。

表-2.1 酸化還元状態による土壌中での物質の形態の変化⁹⁾

	←酸化的環境	還元的環境→
炭素 C	CO_2	CH_4
窒素 N	NO_3^- NO_2^-	N_2 NH_4^-
硫黄 S	SO_4^{2-}	H_2S
鉄・マンガ	$\text{Fe}^{3+}, \text{Mn}^{3+}$ (低溶解度)	$\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}$ (高溶解度)

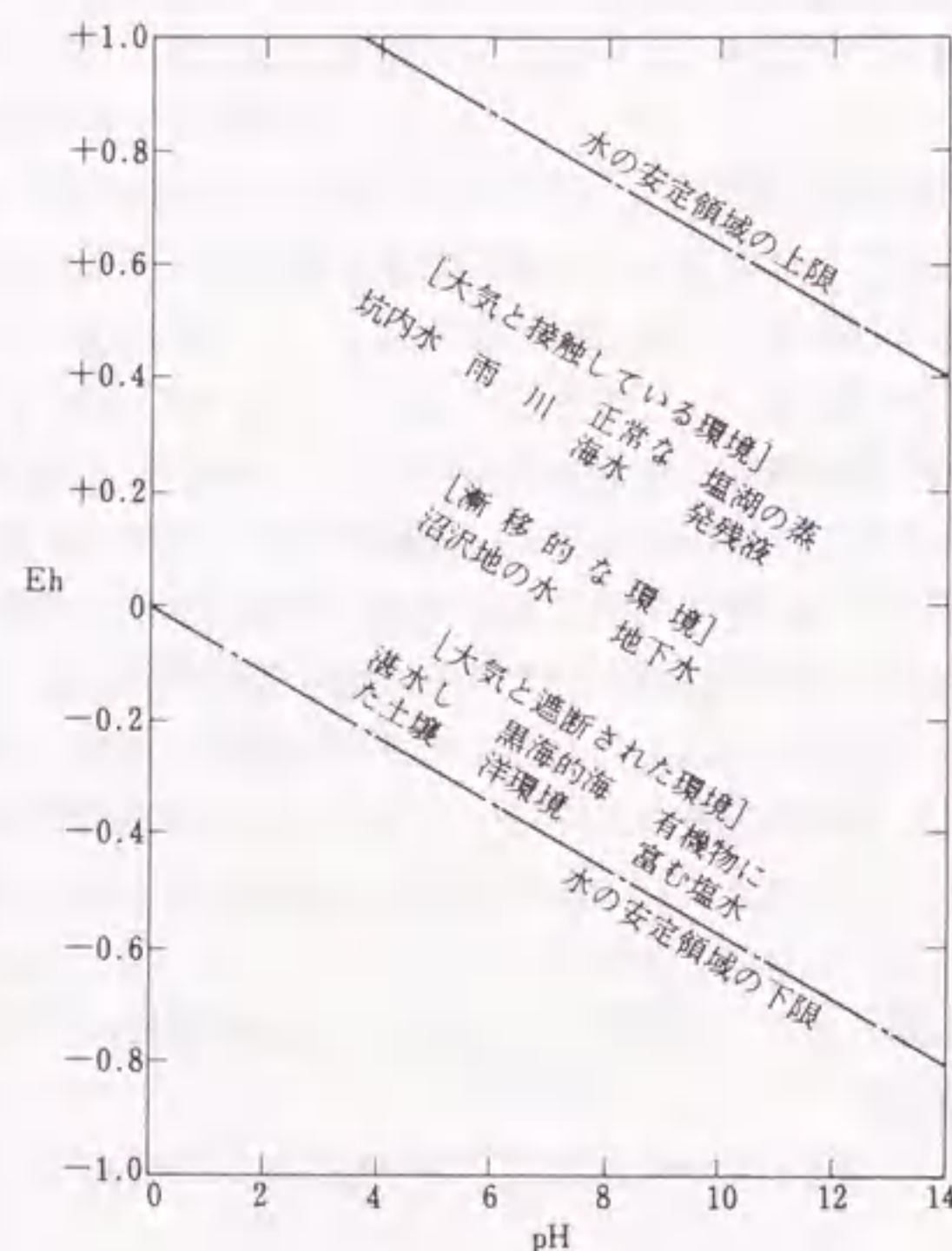


図-2.2 Eh と pH によって特徴づけられる天然水的环境¹¹⁾

$$\text{Eh} = (\text{酸化還元電位計の指示値}) + 206 - 0.7 (T - 25) \quad (\text{単位 mV}) \quad (2.6)$$

ここで、 T : 測定時の水温である。

Eh と pH によって特徴づけられる天然水的环境は、図-2.2 に示すように区分される¹¹⁾。この図からもわかるように、地下水はかん養源に近いほど酸化状態を示し、流動するにつれて徐々に還元状態になる。最近の実測値や地球化学的予測によれば、天然水の Eh は、+800 ~ -500mV であり、空気に触れていない深部地下水の酸化還元電位は地表水に比べて数 100mV は低くたいていは負の値を示すといわれている¹²⁾。

近年、高レベル放射性廃棄物の地層処分のために精力的に国内外で実施されている研究の結果、地下数 100 m における Eh はマイナス数 100mV であることが立証されている¹³⁾¹⁴⁾。

Eh の測定は、指示値が安定するまでに時間を要し、特にボーリング孔から揚水しながら地下水の Eh を測定する場合には、値が安定するまでに数日以上かかることもあるとの報告もある¹⁴⁾。溶存酸素は地下水と酸素との間の平衡関係のみを議論すれば良いが、Eh は酸素だけでなく地下水中の鉄や硫黄等、他の元素との関係で変化するために、Eh の測定値だけで地下水の水質を論じることは困難である。したがって、放射性廃棄物処分から漏洩した核種の移行速度を予測する際のように、地下深部の酸化還元状態を知ることが非常に重要な場合を除き、通常の地下水調査において Eh が測定されることは稀である。また、測定されたとしても、そのデータが地下水流動の評価に用いられることは少ない。

図-2.3 は、トンネル湧水の $\delta^{18}\text{O}$ と現地測定した酸化還元電位との関係を示したものである¹⁵⁾。ばらつきはあるものの $\delta^{18}\text{O}$ と酸化還元電位との関係には比例関係が認められる。 $\delta^{18}\text{O}$ はかん養源の標高差を示す指標であることから、現地測定可能な酸化還元電位が、地下水の供給源の標高差を示す指標となる可能性があると考えられている。

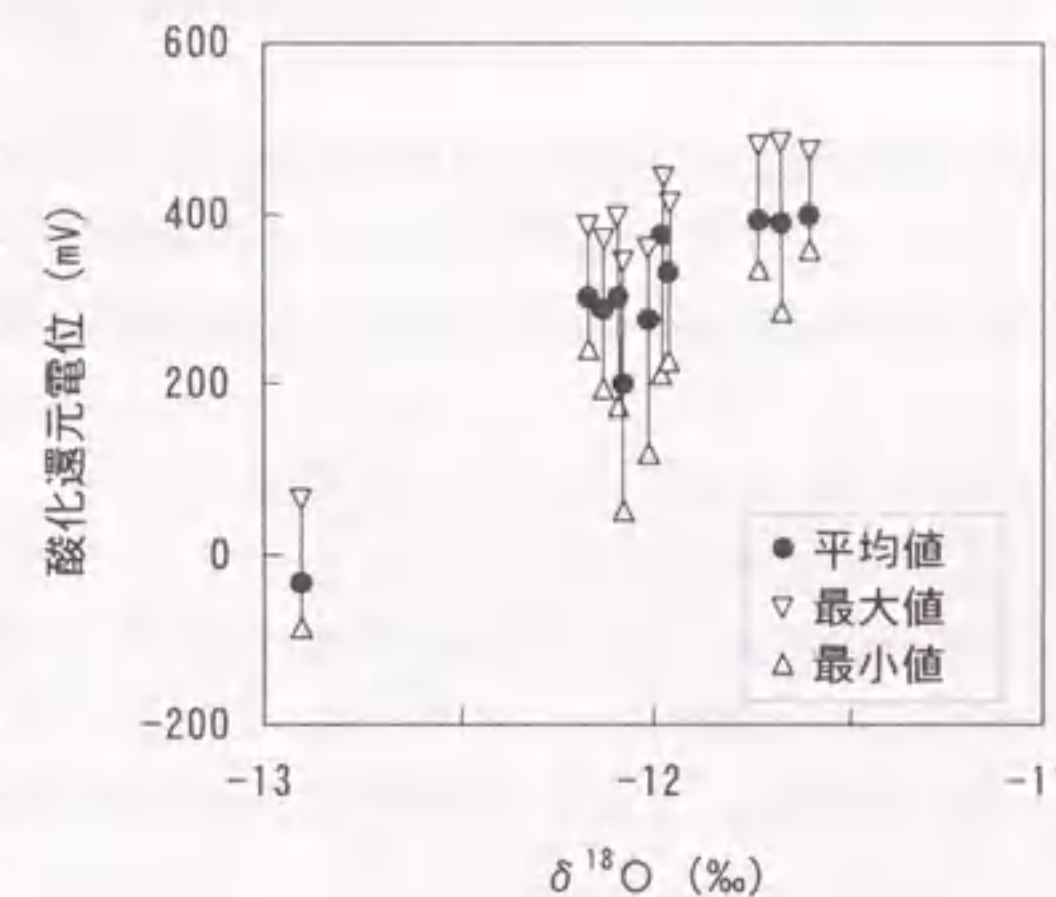


図-2.3 トンネル湧水の $\delta^{18}\text{O}$ と酸化還元電位との関係

(5) 溶存酸素

酸素は、大気や水中に存在する化学的にきわめて活発な物質であり、自然環境におけるその多少はそこに生じる化学変化を大きく左右する。したがって、水中に溶存する酸素ガスの量を知ることは水中の化学反応を推定する第1歩であり、酸化還元電位同様、地下水と空気との接触状況を知るための指標とすることができる。

大気圧 1 気圧のもとにおける水中の酸素ガスの飽和溶解量は水温 10°C で 10.92mg/l 、 20°C

で8.84mg/lと温度によって異なる。電気伝導度同様、通常は25℃の値に換算した値を示す。

トンネル掘削時の湧水中溶存酸素濃度は、安全対策上非常に重要な坑内酸素濃度と密接な関係を持っている。また、溶存酸素も空気との接触状況を示す指標となるので、酸化還元電位同様、地下水の滞留時間を知る手がかりとなることが期待される。

2.2 イオン濃度

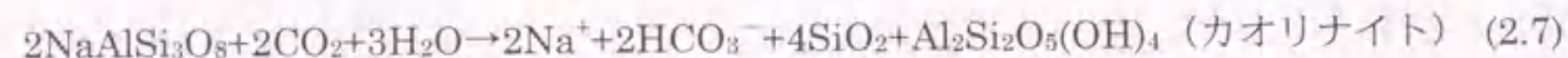
地下水に含まれる溶存成分は、地表面から供給された地表水が土壌や岩石と接触し、溶解、沈澱、イオン交換、酸化還元反応を起こした結果である。したがって、同じ経路の水はその化学組成が類似していることから、イオン濃度を用いて、間接的に地下水系、地下水起源を知ることができる。

(1)陽イオン (Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, NH₄⁺)

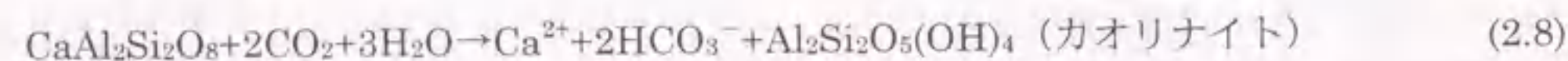
地下水の陽イオンとしては、ナトリウムイオン(Na⁺)、カリウムイオン(K⁺)、カルシウムイオン(Ca²⁺)、マグネシウムイオン(Mg²⁺)が主要イオンであり、ごく稀にアンモニウムイオン(NH₄⁺)が検出されることもある。これらの陽イオンは、CO₂を含む水が土壌・岩石と反応した結果、生成されるものである。

例えばCO₂を含む水による長石類の溶解反応は次式となる¹⁶⁾。

斜長石のNa成分である曹長石では、



斜長石のCa成分である灰長石では



の変化があり、このとき、陽イオンと当量の重炭酸イオンが生成される。

Na⁺は、上記の反応による生成以外に、海からの風送塩、人類活動に伴うナトリウム化合物(食塩等)、温泉水の混入、海水の混入による起源が考えられる。また、国内に点在する天然ガス鉱床において、天然ガスとともに産出する地下水の主な成分は、Cl⁻、Na⁺、HCO₃⁻、Mg²⁺、Ca²⁺、K⁺、NH₄⁺、Br⁻、I⁻などである¹⁷⁾。このうち、Cl⁻とNa⁺は他の成分を引き離して多く、この天然ガスに付随する地下水の混入がNa⁺の起源となることもある。

K⁺は地下水の主要イオンではあるが、一般の地下水中に含まれる量は微小である。その主な起源は岩石土壌にあるが、カリウムは肥料としても重要な元素であり、人間活動が起源となることもある。また、樹木や草本の植生からの溶出によりK⁺が供給されるという報告もある¹⁸⁾。

Ca²⁺は淡水の最も重要な主成分である。わが国では一般に西欧等の地下水に比べて濃度が

低く、数mg/l～数10mg/lのものが多い。Ca²⁺を支配する最大の因子は地質であって、石灰岩を含む地層あるいは鐘乳洞からの水は高濃度のCa²⁺を含むのに対し、火成岩地域からの水は多くの場合Ca²⁺濃度が低い¹⁹⁾。

Mg²⁺は主として岩石土壌の風化に起因し、その濃度そのものよりもMg²⁺/Ca²⁺の比によって地質が推定できる場合がある。また、海水中に多量に含まれるので海に近い場所では海水の混入を検討する必要がある¹⁹⁾。

一般の地下水でNH₄⁺が検出されることは稀である。その起源としては、①窒素肥料等を起源とする硝酸イオンが岩盤中に浸透し、長期間岩盤中に滞留することにより還元されて生成されるNH₄⁺や²⁰⁾²¹⁾²²⁾、②堆積岩中の有機物に含まれる窒素起源のNH₄⁺が考えられる²³⁾。

(2)陰イオン

(a)塩素イオン²⁴⁾

Cl⁻は、地下水のトレーサとしても多用されるように、地層中での酸化還元反応、土壌への吸着はほとんど行われぬ。その起源としては、①人間活動による汚染、②雨および風送塩による供給、③温泉および火山からの供給、④岩石からの供給がある。

岩石の平均塩素含量は火成岩で約0.04%程度(表-2.2参照)で、地下水中での岩石起源の塩素イオン濃度は1mg/l以下と推定される。堆積層の中には化石海水を含むものがあり、この場合は著しく大きい濃度の塩素イオン検出されることがある。また、Na⁺同様、ガス田に付随する地下水に海水と同程度のCl⁻が含まれていることがある。

表-2.2 岩石中の塩素の平均含量²⁴⁾

岩石	Cl[g/トン]
玄武岩	260
ハンレイ岩	200
花崗閃緑岩	540
花崗岩	330
閃長岩	400

(b)硫酸イオン²⁵⁾

地下水のSO₄²⁻の起源としては、①排煙、排気ガスに含まれる硫酸塩、②硫酸塩堆積物(例えば硫酸カルシウム(石膏)など)、③温泉水、④化学肥料(硫酸)⑤硫化物の酸化、があるが、地下水中の硫酸イオンの起源としては⑤硫化物の酸化によるものが最も多いと考えられる。

硫化物はほとんどの岩石に含まれておる(表-2.3参照)。これらの硫化物が大気中の酸素ガスまたは地下水に溶けている酸素ガスによって、無機あるいは有機的に酸化されるとSO₄²⁻が生成される。

硫化物鉱床の排水や石炭層からの排水に多量のSO₄²⁻が含まれるのは主にこのような原因による。特殊な鉱床等が存在しなくても、ダム掘削ズリの中に含まれる黄鉄鉱の酸化反応によるSO₄²⁻と水素イオンの発生により貯水池水が酸性化および変色した事例も報告されている²⁶⁾。

表-2.3 岩石・鉱物の硫黄含量²⁵⁾

岩石・鉱物	含量[g/トン]
岩石平均	520
砂岩	300
頁岩	2600
石炭岩	1100
ハンレイ岩	2000
硫紋岩	1000
花崗岩	500
石炭	0.25~6% (平均1%)

佐藤²⁷⁾は、地すべり地帯における水質データから、①北陸から東北地方の第三紀層の泥岩には、一般に多くの黄鉄鉱が含まれおり、②地表での泥岩の酸化による硫酸の生成は、泥岩中の黄鉄鉱が鉄硫酸化細菌により酸化されて硫酸が生成されることに起因し、③地すべり地に SO_4^{2-} 濃度の高い水が見られるのは、従来風化していなかった黄鉄鉱が地すべりによる土の攪乱により地表に出て、酸素と接触して酸化されたことによるとしている。

桜本²⁸⁾は、岩石にどの程度の硫化鉱物が含まれれば酸性水が発生するか否かを検討するために、海成泥質岩を用いた溶出実験を行い、硫黄の含有量が 0.4%以上であれば酸性水が発生させる可能性が高いことを示している。

(c) アルカリ度

アルカリ度とは、水中に含まれる重炭酸塩、炭酸塩または水酸化物などのアルカリ分をこれに対応する炭酸カルシウム (CaCO_3) の濃度 (mg/l) で表したものである。

地下水のアルカリ度は、主として流動過程で接触する地層を起源としており、pHが中性付近ではアルカリ度の多くは水中の重炭酸イオン (HCO_3^-) であると考えてよい。

アルカリ度の起源となる地下水中の CO_2 は、一部は雨水に溶けている CO_2 であるが、大部分は土壌中で行われる生物の呼吸作用や腐植質のバクテリアの分解作用で発生する CO_2 に起因する。したがって、地表付近の地下水は一般に生物起源の CO_2 を多く含み、式(2.7)、式(2.8)に示すようにケイ酸塩に作用してその骨組を分解して、 HCO_3^- 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 SiO_2 などを溶出させる。

一般的に、化学的風化を受けやすい炭酸塩を多く含む堆積岩（特に石灰岩）やケイ酸分の少ない塩基性の火成岩（玄武岩、斑れい岩）を浸出してくる水のアルカリ度は大きく、ケイ酸分の多い酸性の火成岩（花崗岩、流紋岩など）地域の水のアルカリ度は小さいといわれている²⁸⁾。

一方、深部地下水においても高濃度の HCO_3^- が検出されることが多い。地下深部では、地表付近の CO_2 の供給はゼロに近いので、この場合、岩石中の有機物の酸化反応が作用していると考えられているが²⁹⁾、その起源は確定されていない。

(d) 硝酸イオン

近年、家庭排水、大気汚染、農耕地における化学肥料等の影響により、浅層地下水の NO_3^- 濃度の上昇が著しく、わが国でも飲料水基準である 10mg/l (Nとして) に近い値が検出されることが多くなった²⁰⁾³⁰⁾³¹⁾。高濃度の NO_3^- が検出される事例の多くは、農耕地の肥料を起源とするが、大気汚染により降水中の NO_3^- が増加しているため、山間部における表流水中においても降水起源の NO_3^- が検出されるようになっている。

水中の窒素は、表-2.1 に示したようにその酸化還元環境により、硝酸イオン (NO_3^-)、亜硝酸イオン (NO_2^-)、アンモニウムイオン (NH_4^+) へと変化し、地下水の流動場の環境を反映したイオン形態で存在する。したがって、逆にこれらのイオン形態から流動場の特徴が推定できることもある。

(5) フッ素イオン

地殻における元素の存在量から見ると、 F^- は 625ppm であって、 Cl^- の 130ppm よりもはるかに多い。地下水中の F^- に関する研究例は少ないが、六甲山地における花崗岩地帯の地下水中に高濃度の F^- が含まれていることが鶴巻、桜本³²⁾の調査で明らかになっている。

花崗岩以外の地質でも F^- が微量検出されることがあるが、 F^- を地下水流動調査に活用した事例は見あたらない。

(3) ケイ酸

日本の陸水の特徴として SiO_2 の含有量が世界の平均の倍近いことはよく知られている。地下水の SiO_2 濃度は、数 10mg/l と高く、その起源は土壌、岩石からの溶出である。一般に SiO_2 は地下水に多く、地表で河川となって流下するにつれて減少し、また、湖沼など停滞水では一層少なくなる傾向があり、海水の SiO_2 の含有量はきわめて少ない³³⁾。

島田ら³⁴⁾によれば、 SiO_2 は鉛直不飽和浸透と一時的飽和側方流の過程で土壌鉱物から溶出し、飽和地下水体において一定濃度に達し地下水の側方流動によって濃度変化がないことが示されている。

2. 3 地層中での水質変化

(1) 流下に伴う水質変化

一般的に、地層中では以下の水質変化が起こっているといわれている。まず、雨水が地層中に浸透すると水中の CO_2 の作用により岩石、土壌中の炭酸塩などが分解され、 Ca^{2+} 、 HCO_3^- に富む水質となる。この水が地層中を流動する間に、さらに地層よりの溶出、有機物の分解などによって溶存成分が増加する³⁵⁾。このような変化は帯水層が十分に溶脱されているか否かによって変わり、被圧地下水の場合、その帯水層の多くは、以前に十分溶脱が行われていないため、地下水中の塩分濃度は化学組成の変化を伴いながら増加していく。逆に、不圧地下水の場合は流動速度も早く、表層からの水の供給や水循環が活発に行われる。その結果、帯水層の溶脱は十分に行われるため、流下するにつれての塩分の増加はあまりないといわれている³⁶⁾。

また、流下するにつれて酸化還元状態が変化し、酸化還元電位が上昇した場合は、溶存している Fe^{2+} は Fe^{3+} に、 Mn^{2+} は Mn^{4+} に変化して沈殿する。酸化還元電位が減少する場合は、 SO_4 塩の還元に伴い H_2S や HCO_3^- が生産される。このほか、 $\text{NO}_3^- \rightarrow \text{NO}_2^- \rightarrow \text{NH}_4^+$ などの変化が生じる。浅層地下水のように循環性でかつ有機物の含有量が多いと考えられる領域では酸化環境で HCO_3^- が多く溶存するが、深層地下水のように停滞性で溶存酸素が少ない環境では還元環境となり、上記のような変化を示す³⁶⁾。

さらに、地層中での滞留時間が長くなると、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} と粘土鉱物中の Na^+ がイオン交換し、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} が減少して Na^+ が増加する。最終的には Ca^{2+} 、 Mg^{2+} はほとんど Na^+ とイオン交換されてなくなり、 Na^+ と HCO_3^- に富む特異な水質となる³⁵⁾。

このような反応は、地表水を起源とする地下水の水質変化であり、この変化を「水質の進化」とも呼ぶこともある。表-2.4 は、地下水の水質が流動に伴ってどのように変化するかを

杉崎³⁷⁾がまとめたものである。

表-2.4 循環性地下水の流動に伴う水質の変化³⁷⁾
(↑:増加、↓:減少)

pH	↑	SO ₄ ²⁻	↓
Na ⁺	↑	NO ₃ ⁻	↓
NH ₄ ⁺	↑	溶存酸素	↓
Ca ²⁺	↓	溶存窒素	↑
Mg ²⁺	↓	溶存メタン	↑
HCO ₃ ⁻	↑	溶存全炭酸	↑

(2) 帯水層の深度に伴う水質変化

深度による溶存成分の変化も流下に伴う変化と同様に考えることができる。表層付近の地下水はたえず上部から降水により、新たな水の供給があり、また流動速度も比較的早く循環性の地下水である。上部からの新鮮な水は比較的CO₂に富み、HCO₃⁻の含有量も高い。しかし深層部になると、その循環速度の遅さ、表層からの水の供給の欠如、帯水層の溶脱の不十分さなどの結果、塩分濃度は表層部に比べて多くなる³⁶⁾。

日下ら³⁸⁾³⁹⁾⁴⁰⁾は、兵庫県三田盆地の第三紀層の神戸層群中の浅層地下水と深層地下水の水質の比較研究を行い、表-2.5に示すように深層部で増加するイオンとしてNa⁺、HCO₃⁻、減少するイオンとしてCa²⁺、Mg²⁺、K⁺を挙げている。また、深層水がNaHCO₃⁻型であることを明らかにし、Na⁺の深部での増加はイオン交換現象の結果であると指摘している。

表-2.5 兵庫県三田盆地中の浅層地下水および深層地下水の平均水質(mg/l)⁴⁰⁾

帯水層	試料数	pH	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂
浅層地下水	38	6.6	32	3.1	11.5	2.3	23	23	63	29
深層地下水	15	8.1	99	0.93	1.6	0.2	9.2	14	264	33

2.4 同位体

天然地下水中には、放射能を持たない酸素-18、重水素などの安定同位体、トリチウム、ラドンのように放射能を持つ放射性同位体が含まれている。これらの同位体組成を知ることにより、その地下水の起源や地層中での滞留時間を推定することが可能になる。以下、これらの同位体について概説する。

(1) 安定同位体; δD、δ¹⁸O

天然に存在する水素と酸素と同位体組成は、平均的には表-2.6のように示されている⁴¹⁾。したがって、天然水としては18種類の水が存在することになるが、実際には表-2.7に示す4種のみが対象となる。

表-2.6 天然に存在する水素と酸素の存在度⁴¹⁾

水素 (%)		酸素 (%)	
H	99.9844	¹⁶ O	9.763
D (² H)	0.0156	¹⁷ O	0.0375
T (³ H)	10 ⁻¹⁴ ~10 ⁻¹⁶	¹⁸ O	0.1995

表-2.7 天然に存在する水の存在度 (%)⁴¹⁾

H ₂ ¹⁶ O	99.76
H ₂ ¹⁸ O	0.17
H ₂ ¹⁷ O	0.037
HD ¹⁶ O	0.032

酸素-18、重水素の同位体組成

は、δ¹⁸O、δDで示されるのが一般的で、次式で示される。

$$\delta^{18}\text{O} \quad \text{or} \quad \delta\text{D} = \left(\frac{R_{\text{試料}}}{R_{\text{SMOW}}} - 1 \right) \times 1000 \quad (2.9)$$

ここで、Rはδ¹⁸Oの場合、¹⁸O/¹⁶Oを意味し、δDの場合、D/Hを意味する。δ値は、パーミル(千分率‰)で示され、δ¹⁸Oの分析精度は±0.1‰、δDの分析精度は±1‰程度である。SMOWは、standard mean ocean waterの略であり、標準平均海水の¹⁸O/¹⁶O、D/Hの値を示す。

δ¹⁸O、δDを用いた地下水の循環過程の追跡は、表-2.8に示すような安定同位体組成の生成要因を利用したものであり、地下水のかん養源、かん養機構を解明する上で重要な手がかりとなる⁴²⁾。

δ¹⁸Oの高度効果については、早稲田、中井⁴³⁾が表-2.9に示すように、国内の数地点において標高による酸素同位体比(δ¹⁸O)の変化率を求めている。図-2.4は、中部日本の地表水の酸素同位体組成の高度効果を示すデータである。

表-2.8 降水の酸素同位体組成の支配要因

要因	傾向
温度効果	気温が高いほど δ ¹⁸ Oが高い
緯度効果	高緯度ほど δ ¹⁸ Oが低い
高度効果	標高が高いほど δ ¹⁸ Oが低い
内陸効果	海岸から離れるほど δ ¹⁸ Oが低い
雨量効果	降水量が多いほど δ ¹⁸ Oが低い

表-2.9 酸素同位体組成の高度効果⁴³⁾

試料の採取地点	採取地点の標高 (EL.m)	標高100mについての 変化率(‰)
名古屋・高山・御岳の夏期雨水	50~860	-0.25
富士山の雨水と雪	1600~3800	-0.4
北アルプス八方尾根の雪	800~1800	-0.3
中部地方の地表水	100~2600	-0.25
東北地方の地表水と融雪水	50~1500	-0.25

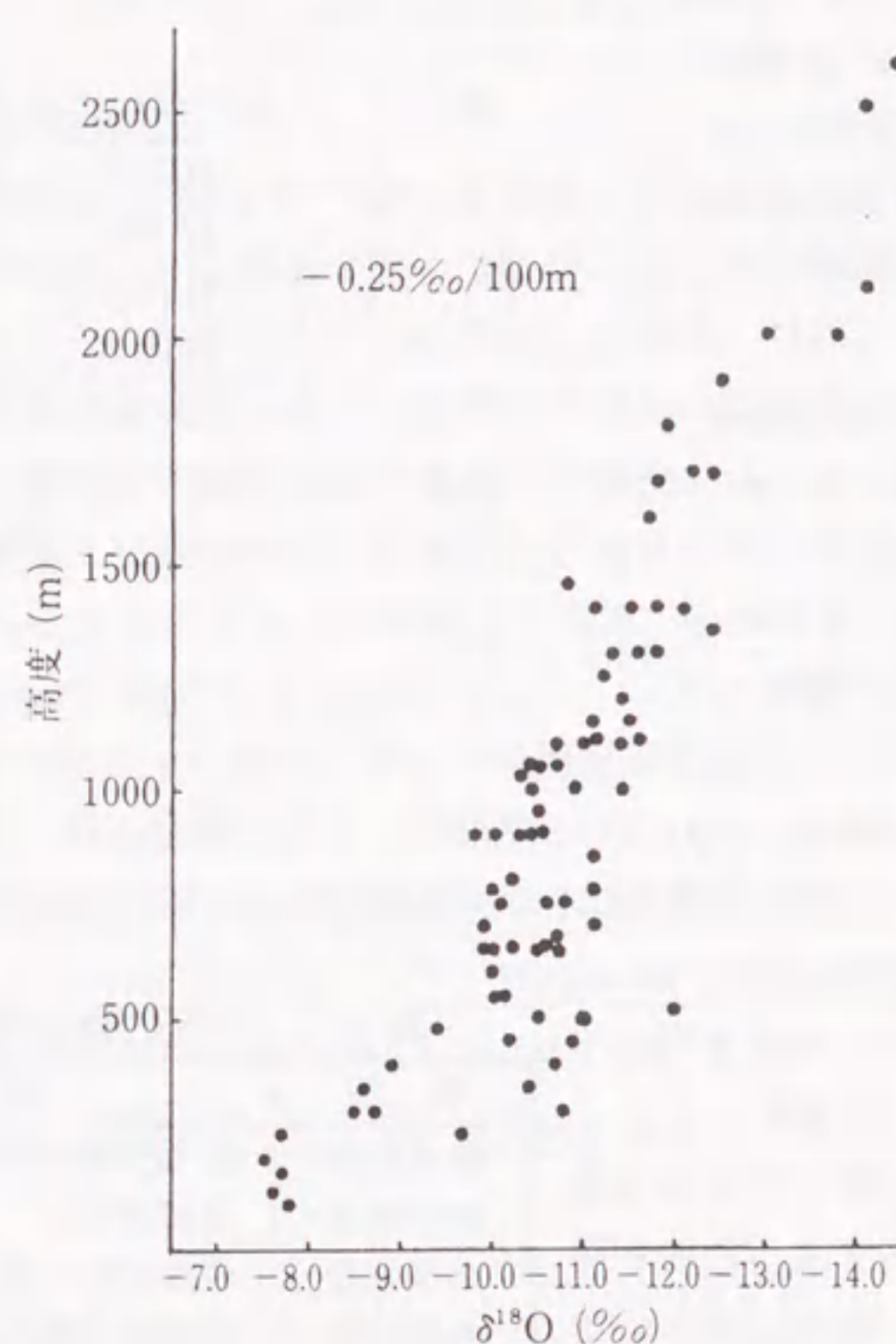


図-2.4 中部日本の地表水に見られる酸素同位体組成の高度効果⁴³⁾

降水の δD と $\delta^{18}O$ との間には、図-2.5に示すように次の関係があることがCraig⁴⁴⁾によって示されている。

$$\delta D = 8 \delta^{18}O + d \quad (2.10)$$

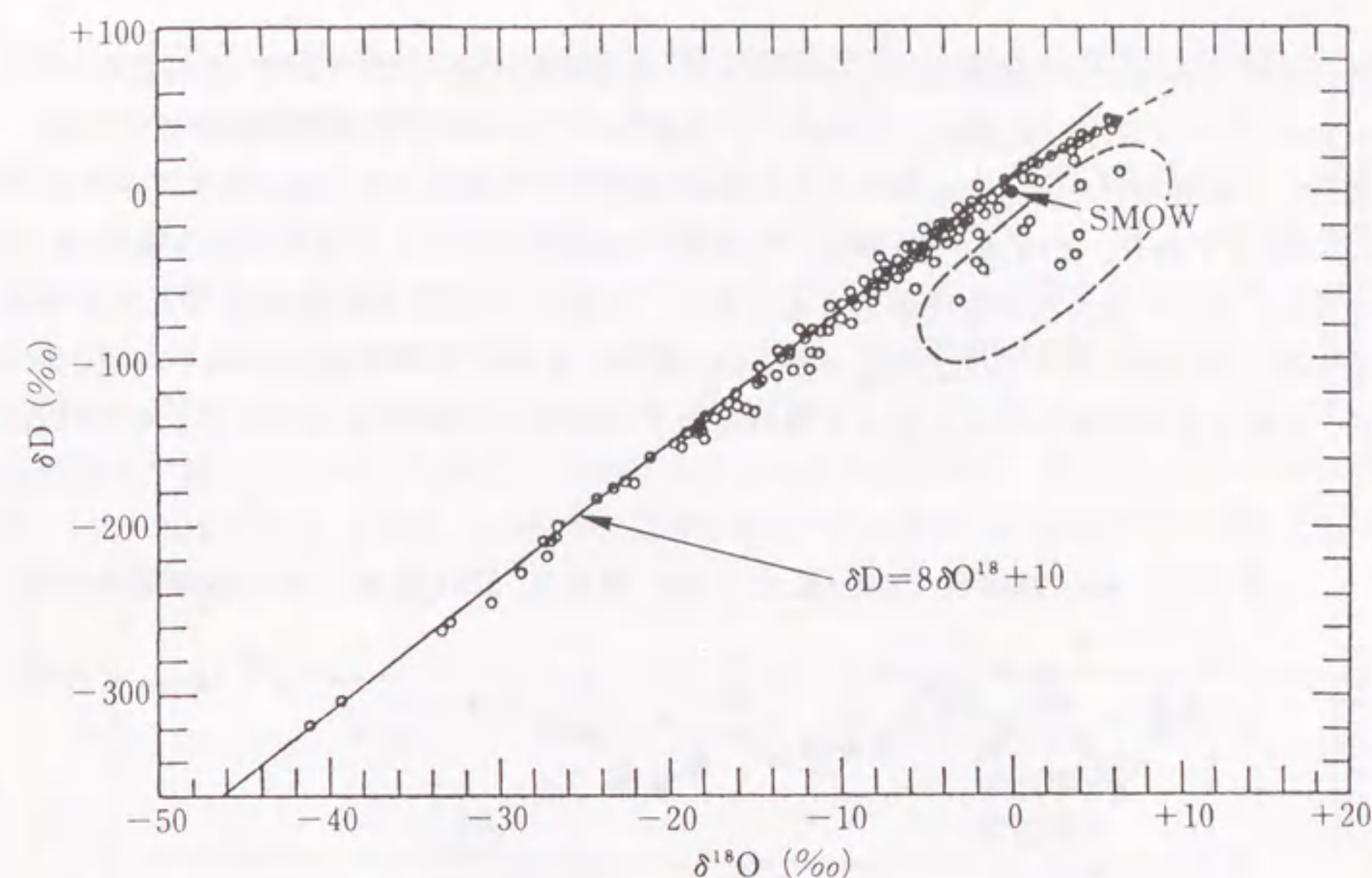


図-2.5 世界各地の地表水の酸素および水素の同位体比⁴⁴⁾
(図の右上の破線の直線にのるデータは東アフリカの河川や湖水の試料、破線の円内のデータは、蒸発の効果の大きい盆地内の試料である。)

上式の直線関係の切片 d は、図-2.6に示すように降水を作る元の水蒸気が生成する場の湿度と関係し、降水の元になる水蒸気団が日本の南(太平洋)起源か、北または北西のシベリヤ起源かを判定するのに有効な値となるといわれている⁴³⁾。目安としては、 $d=10$ を境界にして、

$d < 10$ の場合：太平洋気団がもたらした水蒸気起源の降水

$d > 10$ の場合：シベリヤ気団がもたらした水蒸気起源の降水

と判定される。

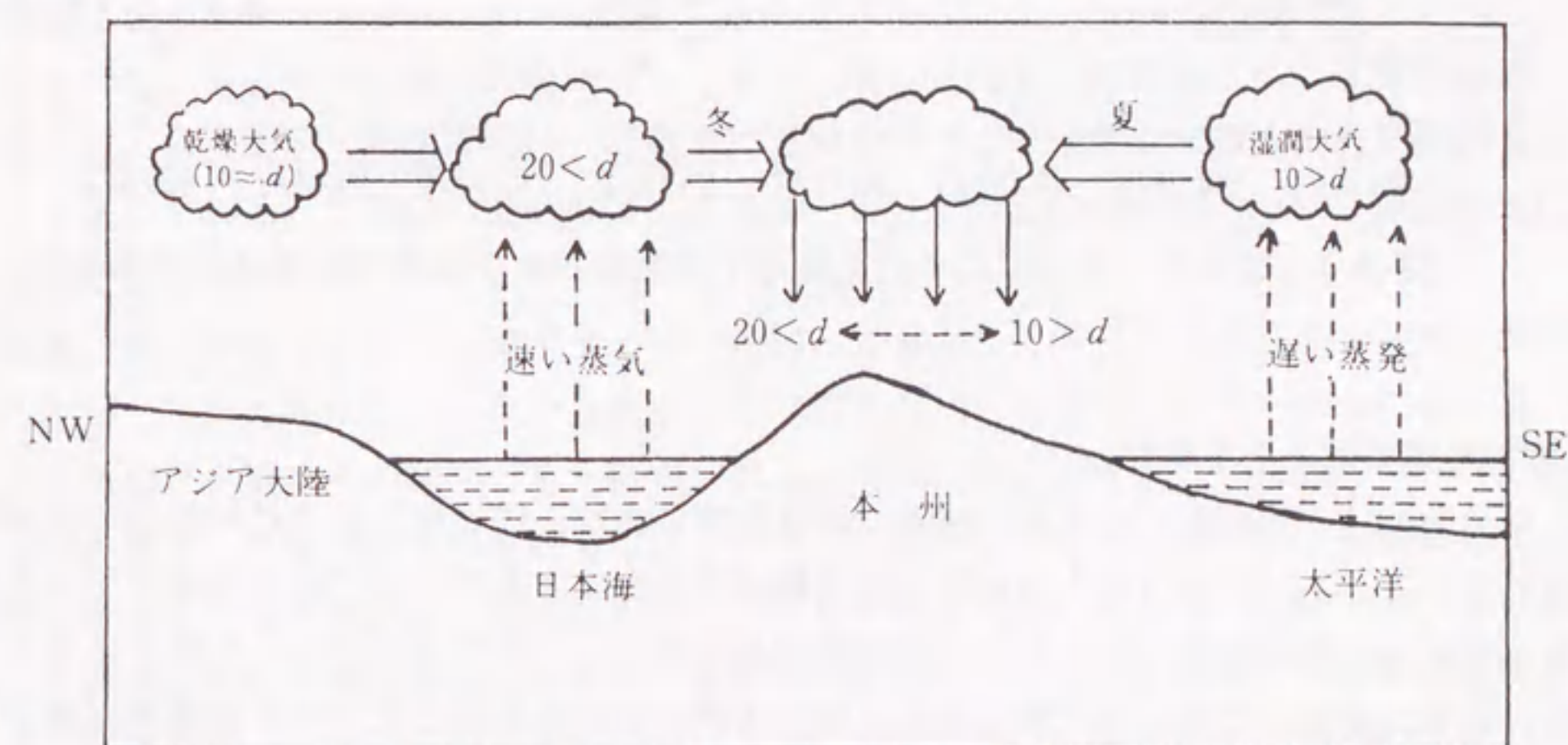


図-2.6 本州の太平洋側と日本海側の気団の違いによる降水の d 値の差を示す模式図⁴³⁾

国内における各月ごとの降水中の δD と $\delta^{18}O$ の時間変化を図-2.7に示す。これより、 δD と $\delta^{18}O$ については月毎の変動が大きい、 d 値については明瞭な季節変動が認められる。

図-2.7に示す岐阜県EL.1025m降水の $\delta^{18}O$ の平均値は -9.4% 、EL.525m降水の $\delta^{18}O$ の平均値は -8.8% であり、 $\delta^{18}O$ の変化率は -0.12% ／100mとなる。この変化率は、表-2.9に示す中部日本の降水・地表水の変化率よりも小さい。しかし、中部日本の地表水の $\delta^{18}O$ の変化率を示す図-2.4においても、EL.500m～EL.1000m間に限れば $\delta^{18}O$ の変化率は平均値よりも小さく、対象とする高度レベルによって降水中の $\delta^{18}O$ の変化率が異なることが示唆される。

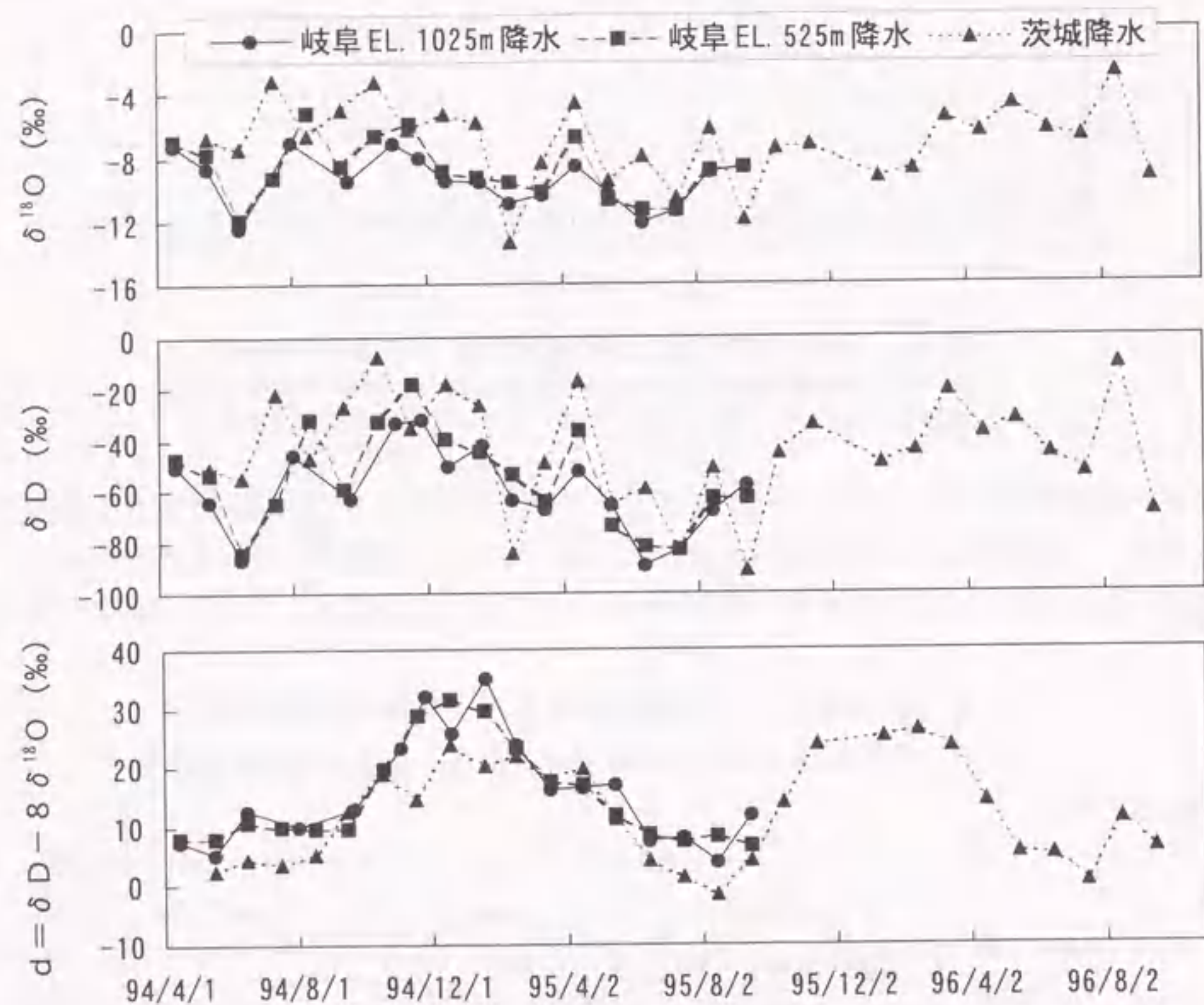


図-2.7 岐阜県、茨城県における降水中の酸素および水素同位体比の季節変化

(2)放射性同位体；トリチウム

トリチウムは、質量数3の水素の放射性同位元素であり、12.3年という比較的長い半減期を持っている。トリチウムは大気高層で宇宙線由来の高エネルギー粒子と大気成分気体との核反応によって主に生成され、それが対流圏の水循環にトリチウム水となって取り込まれている。地下に浸透して地下水となつてからは一方的に放射性壊変によってその濃度は減少していく。

濃度単位は、 ${}^3\text{H}/{}^1\text{H}=10^{-18}$ を1トリチウムユニット(1TU)あるいは1トリチウム比(1TR)

と定義して試水の水分子全体の中での ${}^3\text{H}$ と ${}^1\text{H}$ の個数比でトリチウム濃度を表現する(1TUは、毎秒当たりの崩壊数であるベクレル(Bq)単位で表すと、約 0.12Bq/l となる)。

東京の降水中のトリチウム濃度の時間変化を図-2.8に示す。トリチウム濃度は、1954年以降の大気圏内核実験により増加を始め、1963年頃に最大となった。しかし、核実験の停止にともなって低くなり現在では5～7TUまで下がっている。過去の降水が地下に貯留されていたとすると、12.3年の半減期に従って減衰しており、その濃度は初期濃度によって異なる。図-2.8の右下がりの3本の実線は、1996年4月時点で、3TU、5TU、10TUとなるトリチウム濃度を半減期12.3年の勾配でさかのぼって示したものである。例えば、1996年4月時点で10TUの地下水は、地層中での混合を無視すれば1970年から1980年頃に降水としてかん養された水であるといえる。

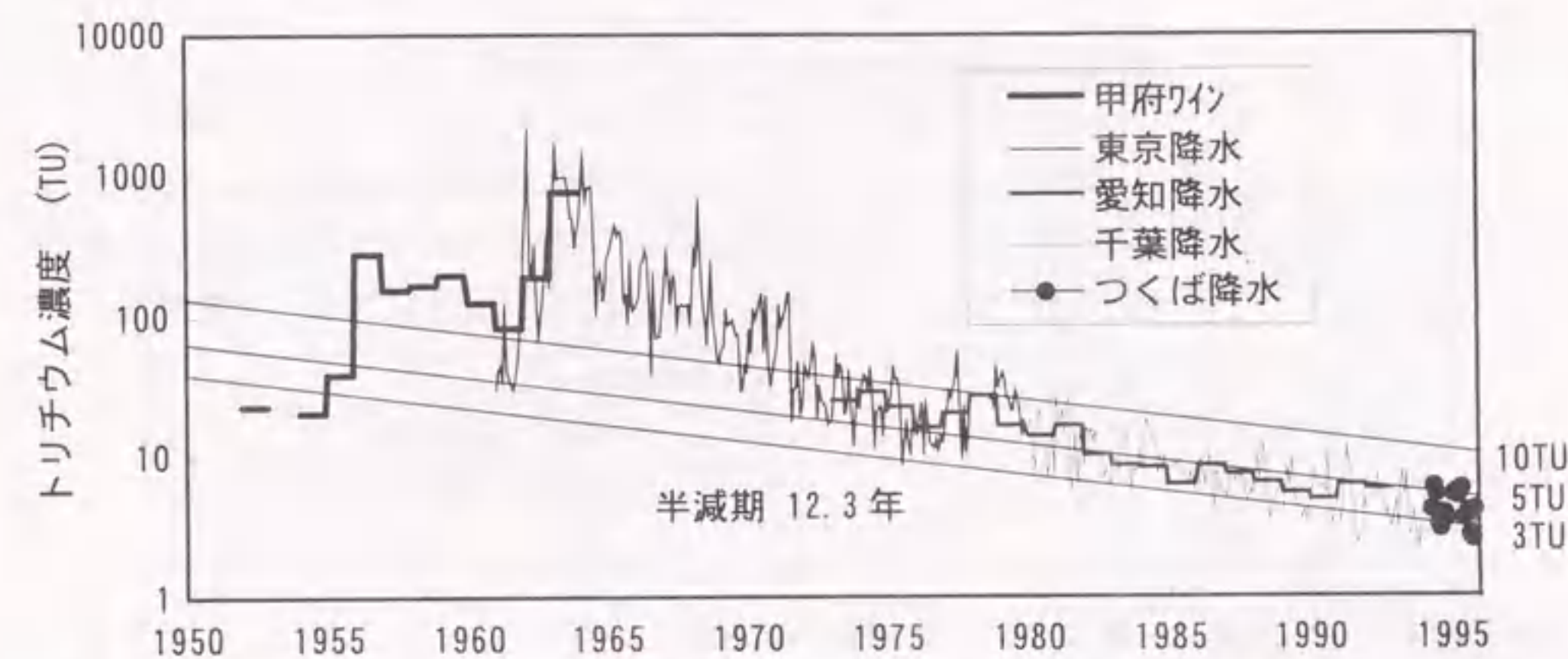


図-2.8 降水中トリチウム濃度の時間変化⁴⁵⁾⁴⁶⁾⁴⁷⁾⁴⁸⁾
(つくば降水以外は文献からの引用である)

日本国内のトリチウム濃度は、図-2.8に示すように、東京・千葉と愛知県では差はなく、両地域における降水中のトリチウム濃度の地域差は小さいことが示される。

宮本⁴⁹⁾は、青森県六ヶ所村の降水中トリチウム濃度は関東平野の降水の約2倍であることを示している。また、遠藤ら⁵⁰⁾は、北海道では関東地方よりは数倍高濃度の値が観測されることを示している。これは、高緯度ほど大気圏のトリチウム濃度が高いという緯度効果によるものである⁴⁹⁾。

従来、数10年オーダーでの地下水の年代を知る方法としてトリチウムは最も有効な指標であったが、近年の降水中トリチウム濃度は2～7TUとバックグラウンドレベルにまで低下しているために今後はその利用方法も限定される。馬原⁵¹⁾は、トリチウム起源のヘリウムガスの測定を併用した年代測定法をいくつかのサイトに適用しており、今後、より簡単に採水・分析できるような方法として実用化されることを期待したい。さらに、近年では、トリチウムに代表される年代測定手法に加えて、数年から数10年の比較的短い地下水年代の測定法として、大気中から降水に取り込まれたクリプトン-85(${}^{85}\text{Kr}$)濃度や、大気中のフロンガス(CCl_3F 、 CCl_2F_2)濃度の時間変化を利用する方法⁵²⁾⁵³⁾が試みられ、10万年～100万年オーダ

一の長期の地下水年代の測定法として、塩素-36 (^{36}Cl) を利用する方法⁵⁴⁾の適用も図られている。

(3)ラドン

ラドン (^{222}Rn) は、岩石に含まれるラジウム (^{226}Ra) が放射性崩壊して地下水中に供給される放射性同位体である。不活性元素のために流れでの化学反応は無視でき、半減期は3.8日と短いために数日~10 数日オーダーでの早い流速変化を検知するための指標として使用される。さらに、揮発性の物質であるために地表水中の濃度はほとんどゼロとみなすことができることから、その濃度低下により例えば貯水池水の地山への侵入現象等が検知できる。また、ダム貯水位の上昇により停滞水が押し出されている場合は、その濃度は増加する⁵⁵⁾。

表-2.10 各種岩石からのラドンの放出率⁵⁶⁾

岩石名	ラドン放出率 (%)	サンプル数	岩石名	ラドン放出率 (%)	サンプル数
片麻岩	1~15	5	蛇紋岩	1	1
花崗閃緑岩	4~17	3	珪岩	1~8	3
閃緑岩	4~9	3	レキ岩	2~26	3
花崗岩	3~16	15	火山性凝灰岩	1	1
石英安山岩	5~6	1	砂岩	3~12	4
斑レイ岩	3	1	花崗砂岩	3~4	1
玄武岩	1~7	4	石灰岩	1~2	5

地下水中ラドン濃度は、表-2.10 に示すように母岩からのラドンの放出率によって大きく異なり、地質環境によって種々の濃度レベルのラドンが観測されている⁵⁶⁾。国内に多く分布する花崗岩からのラドン放出率は最も大きく、石井ら⁵⁷⁾が示した国内の湧水・地下水のラドン濃度でも愛知県の新近世花崗岩からの湧水で最大927 Bq/lのラドン濃度が報告されている。

ラドンは、揮発性の物質であるために採水には注意を要するが、貯水池水の到達により濃度が急減するために、ダム初期湛水時の異常漏水の検出に古くから用いられている。国内ではラドンをういたダム漏水の調査は木村ら⁵⁸⁾を中心に始められ、調査事例が公表されることは稀であるが、その適用事例は多いといわれている。

ラドンは、半減期が3.8日と短いことから、流速が遅ければ岩石からの放出量と放射性減衰が平衡に達するので、地下水の流動場が時間的に壊変しない場合は流出端での濃度は一定となる。そこで、どの程度の流速場においてラドン濃度が平衡に達するかを検討するために、ラドン濃度と流速との関係について以下のように考察した。

ラドンの単位流路長、単位時間当たりの放出量を q 、地下水の流路の断面積を S 、実流速を V とすると、ラドンの分散係数を D 、時間を t 、地下水の流下方向の座標を x 、ラドンの減衰定数を λ ($\lambda = (\ln 2) / T_R$ 、 T_R はラドンの半減期) とすると、流路内でのラドン濃度は、式(2.11)の1次元拡散方程式で表現される。

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - V \frac{\partial C}{\partial x} + \frac{q}{S} - \lambda C \quad (2.11)$$

分散項を無視し、定常状態を考えると、式(2.11)は

$$\frac{\partial C}{\partial x} = \frac{q}{SV} - \frac{\lambda}{V} C \quad (2.12)$$

となる。これを解くことにより次式が得られる。

$$C = e^{-\frac{\lambda}{V}x} \left(\frac{q}{\lambda S} e^{\frac{\lambda}{V}x} + A \right) \quad (2.13)$$

となる。ここで、 A は積分定数である。

通常、貯水池水のラドン濃度はゼロと見なすことができるので、 $x=0$ で、 $C=0$ という条件を入れると、式(2.13)が得られる。

$$C = \frac{q}{\lambda S} \left(1 - e^{-\frac{\lambda}{V}x} \right) \quad (2.14)$$

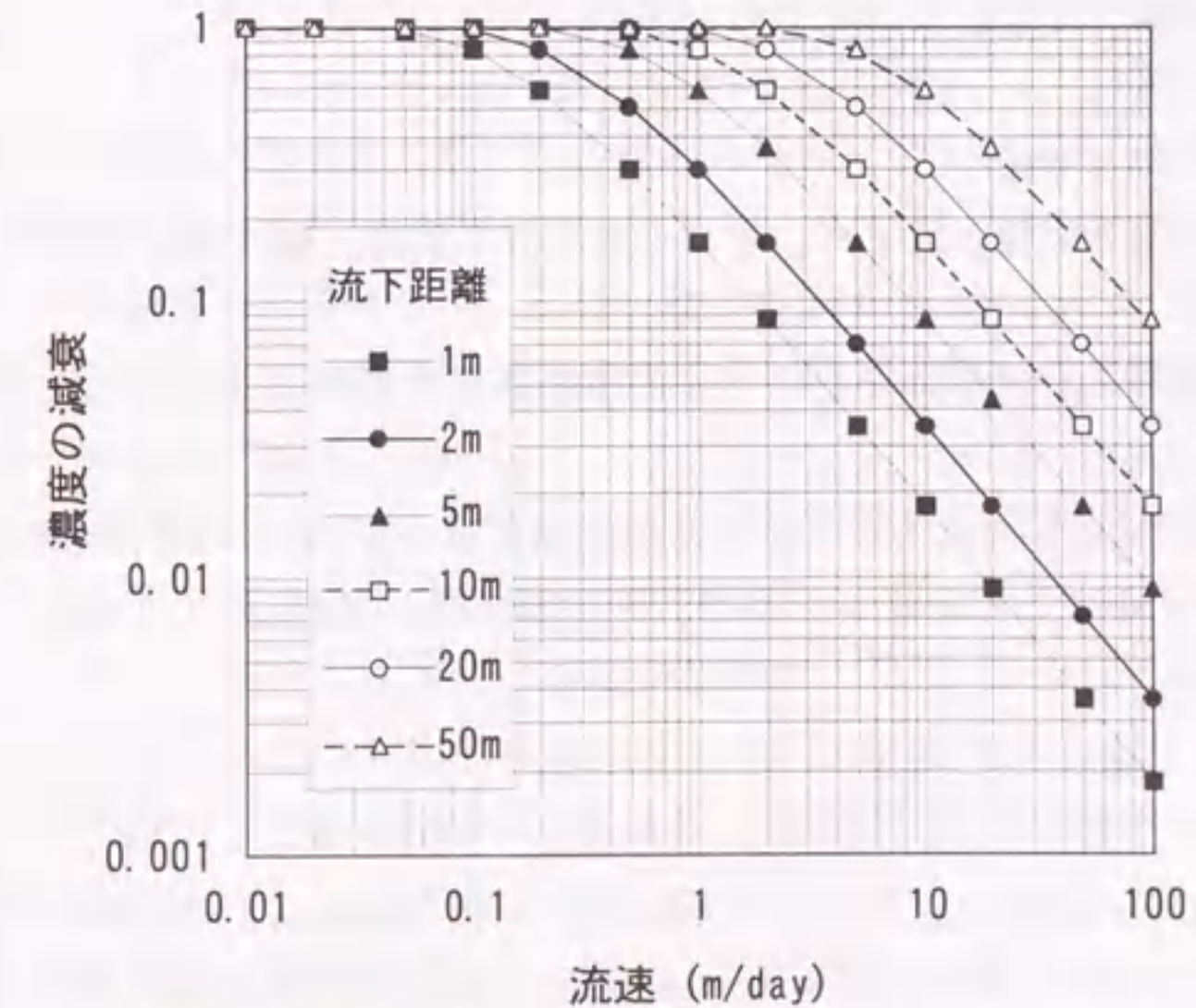


図 2-9 流速・流下距離とラドン濃度の減衰との関係

式(2.14)は、Hoehn⁵⁹⁾が示したラドン濃度の減衰を表現する式に一致する。式(2.14)のラドン濃度の減衰式を用いて、流速とラドン濃度の減衰との関係を示したものを、図 2-9 に示す。この図は、例えば流下距離 20m の場合、流速が 1m/day から 10m/day に増加したときにラドン濃度が初期濃度の約 30%程度になることを示す。また、流速が 1m/day 以下では、ラドンの放出と減衰が平衡状態に達しているために、流速が変化してもラドン濃度は変化しないことがわかる。したがって、観測された漏水のラドン濃度が変化した場合、それはある一定流速以上の領域で流速が増加したことを示す。

また、地震の前兆現象としてラドン濃度が変化することはよく知られており、最近では、神戸南部地震における前兆現象として地下水中のラドン濃度が急増したことが報告されている⁶⁰⁾。

参考文献

- 1) 半谷高久、小倉紀雄：水質調査法、丸善、1995.
- 2) 日本分析化学会北海道支部編：水の分析、化学同人、1981.
- 3) 日下謙、福井要、辻治男、玉利祐三、藤原儀直：第 3 紀神戸総群地下水の水質—浅層水と深層水との比較—、陸水学雑誌、No.43、Vol.4、pp.254-262、1982.
- 4) 一國雅巳、鈴木勲子、鶴見実：水—岩石相互作用の生成物としてのアルカリ性鉱泉水、地球化学、Vol.16、pp.25-29、1982.
- 5) 木村耕治：神戸層群の地すべり地に存在する高濃度 Na-HCO₃ 型水質の形成機構、地下水学会誌、第 32 巻、第 1 号、pp.5-16、1990.
- 6) 湯原浩三：地下水の水温、地下水ハンドブック、pp.121-129、1989.
- 7) 鈴木裕一：ハヶ岳の湧水および地下水の水温について、水資源学、第 24 巻、第 2 号、pp.83-92、1994.
- 8) 理科年表、p.384、1996.
- 9) 三野徹：地域水循環管理と地下水、水文・水資源学会誌、第 7 巻、第 5 号、pp.443-450、1994.
- 10) 鶴巻道二：地下水の水質調査—その 1 現地調査の重要性について、地下水と井戸とポンプ、Vol.24、No.5、1982.
- 11) 松井義人、一國雅巳訳・B.メイスン：一般地球化学、p.208、岩波書店、1965.
- 12) 中山真一：地下水におけるネプツニウムの化学挙動、日本原子力学会誌、Vol.32、No.10、pp.24-28、1990.
- 13) 根山敦史、他：実測された地下水 Eh の地球化学モデルによる評価、日本原子力学会秋の大会、p.720、1990.
- 14) Banwart, S., E. Gustafsson, M. Laaksoharju, A.C. Nilsson, E.L. Tullborg, B. Wallin : Large-scale intrusion of shallow water into a vertical fracture zone in crystalline bedrock : Initial Hydrochemical perturbation during tunnel construction at the Aspö Hard Rock Laboratory, southeastern Sweden, Water Resources Research, Vol.30,

No.6, pp.1747-1763, 1994.

- 15) 塩崎功、向上拡美、高木不折、松林宇一郎、林好克：砂岩・粘板岩互層における赤石沢トンネル湧水の水質について、水工学論文集、第 39 巻、pp.317-324、1995.
- 16) 塚本齊、水谷伸治郎：風化粘土の生成と変遷、応用地質、第 29 巻、第 3 号、pp.25-35、1988.
- 17) 日本地方鉱床誌 関東地方、朝倉書店、pp.355-374、1973.
- 18) 海老瀬潜一：降雨流出過程におけるトレーサーとしての溶存物質、水資源学、第 23 巻、第 2 号、pp.47-58、1993.
- 19) 半谷高久、小倉紀雄：水質調査法、丸善、p.224、1995.
- 20) 鶴巻道二：浅層地下水の硝酸態窒素、地下水学会誌、第 34 巻、第 3 号、pp.153-162、1992.
- 21) 今泉真之：第三紀泥岩地すべり斜面の浅層地下水の水質変化—新潟県板倉町の大地地すべりを例として—、応用地質、第 37 巻、第 1 号、pp.2-18、1996.
- 22) Komor, S. C., and J. A. Magner : Nitrate in groundwater and water sources used by riparian trees in an agricultural watershed : A chemical and isotopic investigation in southern Minnesota, Water Resources Research, Vol.32, No.4, pp.1039-1050, 1996.
- 23) 市原優子：岩石のアンモニウムに関する最近の研究、地質学雑誌、第 98 巻、第 9 号、pp.885-899、1992.
- 24) 半谷高久、小倉紀雄：水質調査法、丸善、p.230-232、1995.
- 25) 半谷高久、小倉紀雄：水質調査法、丸善、p.234-237、1995.
- 26) 五十嵐敏文、大山隆弘：黄鉄鉱の酸化に伴う貯水池水質の酸化現象、電力中央研究所報告、U95024、1996.
- 27) 佐藤修：地すべり地における地下水水質調査（その 2）—地すべり地地下水の水質形成過程—、地すべり技術、Vol.20、No.2、pp.18-28、1993.
- 27) 桜本勇治：海成泥質岩が酸性水を発生させる可能性について、地下水技術、第 36 巻、第 4 号、pp.29-33、1994.
- 28) 半谷高久、小倉紀雄：水質調査法、丸善、p.239-244、1995e.
- 29) 五十嵐敏文：スウェーデンエスポ地下研究施設における原位置試験研究の現状、日本原子力学会誌、Vol.38、No.4、1996.
- 30) 広城吉成、他：農耕地における地下水水質の変動特性—特に陰イオン濃度の変動について、水工学論文集、第 36 巻、pp.403-408、1992.
- 31) 田口雄作：窒素による地下水汚染と水文学の課題、水資源学、第 25 巻、第 2 号、pp.51-56、1995.
- 32) 鶴巻道二、桜本勇治：近畿地方における高フッ素地下水の起源について、日本地下水学会誌、第 27 巻、第 1 号、pp.1-16、1985.
- 33) 半谷高久、小倉紀雄：水質調査法、丸善、p.250-251、1995.
- 34) 島田緑子、他：山地小流域における地下水・渓流水の SiO₂ 濃度形成、水文・水資源学会誌、第 5 巻、第 2 号、pp.3-11、1992.

- 35) 永井茂：地盤沈下地帯における地下水の水文学的研究—主として取手、竜ヶ崎市周辺地域—、工業用水、第321号、pp.23-34、1985.
- 36) 日本化学会編：陸水の化学、季刊化学総説、No.14、pp.79-89、1992.
- 37) 杉崎隆一：地下水の起源と由来—その化学的考察—、用水と廃水、Vo.5、No.11、pp.1-13、1963.
- 38) 日下譲、他：六甲山地周辺域の浅層地下水の水質、陸水学雑誌、Vo.42、No.2、pp.65-71、1981.
- 39) 日下譲、他：第三紀神戸層群地下水の水質—浅層水と深層水の比較—、陸水学雑誌、Vo.43、No.4、pp.254-262、1982.
- 40) 日下譲、他：有馬流紋岩層群の浅層地下水の水質、陸水学雑誌、Vo.45、No.2、pp.93-99、1984.
- 41) 綿抜邦彦：地下水問題への環境同位体手法を用いたアプローチ、地下水学会誌、第35巻、第4号、pp.307-311、1993.
- 42) 大隅多加志、本島勲：水質および環境同位体を利用した地下水調査法、電力土木、No.218、pp.125-130、1989.
- 43) 早稲田周、中井信之：中部日本・東北日本における天然水の同位体組成、地球化学、Vol.24、pp.83-91、1983.
- 44) Craig, H : Isotopic variations in meteoric water, Science, 133, pp.1702-1703, 1961.
- 45) Takahashi, T., et al.: Tritium concentration in wine, rain and ground water, Radioisotopes, Vol.18, pp.560-563, 1969.
- 46) 川崎宏直、木村重彦：谷田部降水のトリチウム濃度（I）、農土試技報、A24、pp.17-21、1981.
- 47) 宮本霧子、他：環境中のトリチウムの調査、放射能調査研究報告書（昭和55年度）他、放射線医学総合研究所.
- 48) 大沼章子、茶谷邦男：愛知県における環境水中のトリチウム濃度、Radioisotopes, Vol.41、No.9、pp.16-22、1992.
- 49) 宮本霧子：陸域水循環モデルの局地への適用性、クロスオーバー研究シンポジウム、pp.190-202、1995.
- 50) 遠藤努、池田光良、安田匡、許成基：北海道における環境トリチウム濃度に関する一考察、理工学における同位元素利用シンポジウム、11p-II-7、p.9、1995.
- 51) 馬原保典：環境放射能測定による地下水年代の推定—トリチウムと溶存ヘリウム活用例—、RADIOISOTOPES、Vol.45、pp.435-445、1996.
- 52) Ekwurzel, B., et al. : Dating of shallow groundwater : Comparison of the transient tracers $^3\text{H}/^3\text{He}$, chlorofluorocarbons, and ^{85}Kr , Water Resources Research, Vol.30, No.6, pp.1693-1708, 1994.
- 53) Cook, P.G. and D.K. Solomon : Transport of atmospheric trace gases to the water table : Implications for groundwater dating with chlorofluorocarbons and krypton 85, Water Resources Research, Vol.31, No.2, pp.263-270, 1995.

- 54) Cook, P.G. and I.D. Jolly, F.W. Leaney, and G.R. Walker : Unsaturated zone tritium and chlorine 36 profiles from southern Australia : Their use as tracers of soil water movement, Water Resources Research, Vol.30, No.6, pp.1709-1719, 1994.
- 55) 木村重彦、熊谷善行、小前隆美：環境の ^{222}Rn によるダム漏水の解析、大ダム、No.77、pp.12-18、1976.
- 56) 金谷弘、池田喜代治、阿部喜久男：川崎市の地盤隆起と地下水のラドン濃度変化について、地質調査所月報、第31巻、第9号、pp.447-460、1980.
- 57) 石井忠、堀内公子：天然水中のラドン、環境ラドン、電子科学研究所、pp.160-166、1992.
- 58) 木村重彦、小前隆美：ダムの老朽度と漏水機構の簡便な実証的解析法、農土試技報、A14、pp.17-26、1971.
- 59) Hoehn, E. and H.R. von Gunten : Radon in groundwater : A Tool to Assess Infiltration From Surface Water to Aquifers, Water Resources Research, Vol.25, No.8, pp.1795-1803, 1989.
- 60) 五十嵐丈二：地震に関連した地下水の水位・ラドン濃度変化のいくつかの特徴と地震予知の可能性、地球化学、Vol.30、pp.1-16、1996.

第3章 地下水の水質変化に関する基礎実験

3.1 はじめに

前章で示したように、地下水は地層中を流動・滞留する間に水質が変化していく。この変化過程は、流路の岩質、風化度、かん養源からの距離、流速、深度などによって変化する。このような地下水の水質変化を解釈する方法として、地球化学の分野では地層の構成物質と地下水の間で閉鎖系の部分平衡が成立すると仮定して作られた平衡論モデルと、化学反応の速度式を加味した速度論モデルが用いられている。

平衡論モデルとしては、国際的に広く使用されている PHREEQE¹⁾が有名である。このモデルを使用した計算例が、国内でもいくつか発表されている²⁾³⁾。しかし、実際の地下水の流動場における水質変化を追跡するには、流動場での鉱物の溶解速度を考慮したモデルが不可欠であるが、実験室で求められた溶解速度とフィールドの水質データから推定された溶解速度の値とは一致しないことも報告されている⁴⁾。

近年、ほぼ均一と見なすことが可能な花崗岩からなる茨城県筑波山地域を対象にした流動・溶解モデルによる地下水水質の解釈⁴⁾や、室内実験によるイオン交換反応のモデル化等⁵⁾も試みられているがその研究はまだ緒についた段階であり、流動そのものも不均一である実際の流動場において、溶解だけでなく吸着やイオン交換までを含めて天然水の水質変化を追跡するのは現状では不可能に近い⁶⁾。

上記のような、地球化学的な反応モデルに関しては本研究の範囲外と考え、本章では基本的な水質変化のメカニズムに関する既往の溶出実験的研究について整理し、本研究で対象とするダムサイトで採取した岩石試料を含む数種の岩石試料を対象にした基礎的な溶出実験結果について述べる。

3.2 既往の溶出実験

表-3.1は、基本的な溶出に関するメカニズムを知るために行われた既往の溶出実験における実験方法、分析項目、主な成果についてまとめたものである。これより、岩質およびCO₂分圧が地下水の水質を支配することが示される。ただし、玉利ら⁷⁾の実験では、流紋岩と花崗岩地域あるいは堆積岩地域では岩質の差が必ずしも水質の差として表れないという結果も得られている。

また、高松ら⁸⁾は、未風化な花崗岩粉末と蒸留水との反応だけでは、天然水の組成を直接説明するのは困難であるとしている。

表-3.1 既往の溶出実験結果

文献	試料	実験方法	分析項目	主な成果
玉利祐三 ⁷⁾ 辻治雄 日下謙 (1988)	花崗岩 15 試料、流紋岩 5 試料、安山岩 15 試料、花崗閃緑岩 6 試料、玄武岩 13 試料、凝灰岩 6 試料、泥岩 3 試料、砂岩 6 試料、長石 19 試料、雲母 7 試料	岩石を 100 μ m 以下に粉砕粉末試料 1 g に水 25ml を加え、CO ₂ を通気しながら一定強度の超音波を連続照射	Na ⁺ , K ⁺ Ca ²⁺ , Mg ²⁺	・花崗岩、玄武岩地帯の岩質は、陸水の水質に大きく影響する。 ・花崗岩、流紋岩、流紋岩玄武岩では長石の溶解が水質を大きく支配する。 ・流紋岩と花崗岩地域での水質の差違を判断することは困難である。 ・泥岩、砂岩などの堆積岩地域の水質には、岩質による影響がほとんど現れない。
Y.Tamari ⁸⁾ Y.Inoue H.Tuji Y.kusaka (1982)	六甲山周辺の土壌、井戸内堆積物、花崗岩、市販のモンロイト、ベントナイト	試料を 100 μ m 以下に粉砕粉末試料 1g に水 25ml を加え、一定強度の超音波を連続照射 溶媒は、0.1M HCL、0.1M HNO ₃ 、0.1M CH ₃ COOH、1M CH ₃ COOH、CO ₂ 飽和水	Na ⁺ , K ⁺ Ca ²⁺ , Mg ²⁺ Fe ²⁺ , Mn ²⁺	・地下水の水質は、通過してきた地層に影響される。 ・溶出実験で、岩石による地下水への影響を観察するには、CO ₂ 飽和水の使用が有効であり、粘土鉱物を含む試料に対しては CH ₃ COOH が有効である。
高松信樹 ⁹⁾ 下平京子 今橋正征 吉岡龍馬 (1981)	花崗岩 (山梨県裂石、山梨県西沢、兵庫県六甲)	250 μ m 以下に粉砕した試料を 500ml の水に入れ、25℃ の恒温水槽中で実験。容器内には、大気、CO ₂ 、N ₂ ガスを 40ml/min で流す 水/岩石比は、10、20、100	Na ⁺ , K ⁺ Ca ²⁺ , Mg ²⁺ SiO ₂	・花崗岩地帯の湧水の pH とその化学組成は、主として花崗岩の種類、水/岩石比、CO ₂ 分圧によって大きく影響を受ける。 ・未風化な花崗岩粉末と蒸留水との反応だけでは、天然水の組成を直接説明するのは困難である。
田中芳則 ¹⁰⁾ (1985)	沸石質泥岩 (神奈川県) 砂質泥岩 (埼玉県)	直径 2mm 以下の粒度に粉砕した試料 50g、および直径 25mm、高さ 50mm の円柱供試体を、0.01~2N の酢酸 400cc あるいは純水 400cc に入れて溶出させる	粒状供試体については溶出液の全硬度、加圧硬度と溶出前後の各鉱物の賦存状態の変化円柱供試体については圧縮強度、圧裂強度、収縮率、間隙率など	・方解石の溶出に伴う物性変化のうち顕著なものは、圧縮強度などの力学量と乾燥収縮量、間隙率であり、比重の変化は最も小さい。
池田喜代治 ¹¹⁾ (1982)	富士・愛鷹山で採取した岩石試料	100 μ m 以下に粉砕した試料 25g を 250cc の蒸留水に入れて保存	Na ⁺ , K ⁺ Ca ²⁺ , Mg ²⁺ Cl ⁻ , SO ₄ ²⁻ , HCO ₃ ⁻ , SiO ₂	・化学成分濃度は時間の対数と相関がある。 ・溶出化学成分の組成は、Ca ²⁺ +Mg ²⁺ の方がNa ⁺ +K ⁺ より多い。 ・Cl ⁻ の溶出は最初の1ヶ月以内にほぼ完了する。 ・SO ₄ ²⁻ は時間の経過によってわずかに増加する。
Buhmann ¹²⁾ Dreybrodt (1985)	大理石 石灰岩	〔流れのない状態〕 切断した岩石の周囲をテフロンで囲い、その上面 (50cm ² 以下) に蒸留水を入れて水膜を作り、一定のCO ₂ 分圧下のデシケータ内に放置 〔乱流状態〕 上記の水膜をスターラで攪拌	Ca ²⁺	・カルシウムの溶解率は水膜の厚さ、水温、CO ₂ 分圧に依存する。 ・定性的には溶解率の理論値と実験値とは一致する。 ・乱流状態では流れのない状態より溶解率が1オーダー大きい。
Buhmann ¹³⁾ Dreybrodt (1985)	大理石	〔流れのない状態〕 5×10×1cm の板状試料 2枚間に一定濃度のCO ₂ を含む蒸留水を封入 〔乱流状態〕 直径 6cm 厚さ 1cm の試料の上に内径 3.8cm 深さ 6 のビーカーをかぶせ、一定濃度のCO ₂ を含む蒸留水を封入し、スターラで攪拌	Ca ²⁺	

3.3 溶出実験

採取地点の異なる複数の花崗岩試料、凝灰岩、泥岩、石灰岩試料を用いて基本的な水質変化のメカニズムを知るためにパッチ試験による溶出実験を実施した。

(1) 実験試料

実験に使用した試料は、茨城県の真壁花崗岩、岐阜県の東濃花崗岩、宮城県の松ヶ房ダム花崗岩、福島県の大内ダム凝灰岩、山形県の新水ヶ瀨ダム泥岩、沖縄県の琉球石灰岩の6種である。実験には、上記の岩石を粉砕し、粒径を0.15mm~0.6mmの範囲に調整したものを使用した。それぞれの岩石の化学組成分析結果を表-3.2に示す。

花崗岩質岩石の風化による化学成分の変化は、図-3.1のように示され¹⁴⁾、上記3種の花崗岩のうち、真壁花崗岩が最も新鮮であることが示される。

表-3.2 実験に使用した岩石の化学成分 (重量百分率)

	真壁花崗岩	東濃花崗岩	松ヶ房花崗岩	大内凝灰岩	新水ヶ瀨泥岩	琉球石灰岩
SiO ₂	71.79	81.28	77.70	73.66	82.49	2.40
TiO ₂	0.44	0.05	0.13	0.33	0.21	0.00
Al ₂ O ₃	13.80	10.76	11.81	12.90	7.14	0.36
Fe ₂ O ₃	0.70	0.31	0.54	2.26	1.92	0.01
FeO	3.00	0.37	0.92	1.07	0.43	0.00
MnO	0.08	0.02	0.05	0.08	0.03	0.00
MgO	0.95	0.13	0.36	1.17	0.66	0.91
CaO	2.14	0.71	1.34	1.51	0.72	53.83
Na ₂ O	2.88	2.56	2.49	3.03	0.71	0.00
K ₂ O	3.68	3.64	3.59	1.92	1.46	0.01
P ₂ O ₅	0.10	0.01	0.02	0.05	0.07	0.05
H ₂ O(-)	0.08	0.04	0.74	0.47	1.56	0.08
H ₂ O(+)	0.36	0.10	0.00	1.55	2.60	0.40
Total	100.00	99.98	99.69	100.00	100.00	58.05

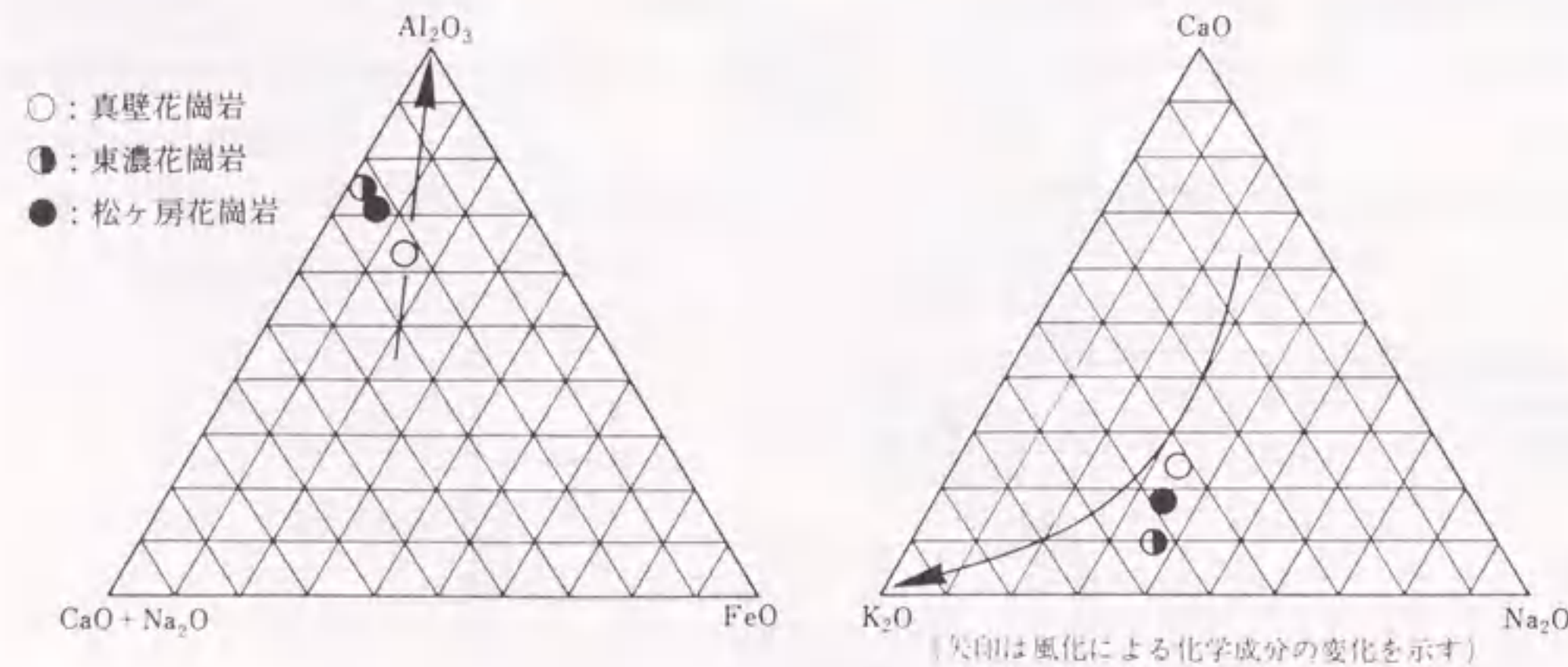


図-3.1 花崗岩質岩石の風化による化学成分の変化¹⁴⁾

(2) 実験方法

実験では、上記の試料5gを、水①純水、②純水にCO₂を2気圧の分圧下で15時間溶解させたCO₂飽和水)250mlに投入し、25℃の恒温水槽中で50往復/分で振とうした。実験状況を写真-3.1に示す。

水は、測定回数分だけ準備し、純水については1、3、7、16、31日後、CO₂飽和水については1、3、7、14日後に、口紙(5A)でろ過し、pH、電気伝導度、Na⁺、K⁺、Ca²⁺、Mg²⁺、Cl⁻、SO₄²⁻、HCO₃⁻、F⁻、SiO₂を測定した。陽イオンの分析は原子吸光光度計(日立、Z-6100)を用い、HCO₃⁻以外の陰イオンの分析はイオンクロマトグラフ(DIONEX、2000i)を用いた。また、HCO₃⁻の分析はJIS K0101に従った。



写真-3.1 溶出実験状況

(3) 実験結果

Ca²⁺とHCO₃⁻との関係を図-3.2に示し、それぞれのイオン濃度の時間変化を図-3.3(1)~図-3.3(3)に、ヘキサダイアグラムで表示したものを図-3.4に示す。これより、以下の事項が明らかになった。

- ① 図-3.2では、Ca²⁺とHCO₃⁻の溶出量は、泥岩を除いてはよい対応を示している。これは、水中のCO₂により花崗岩、凝灰岩中の斜長石、あるいは石灰岩中の方解石(CaCO₃)が溶解した結果、Ca²⁺とHCO₃⁻が溶出したことを示している。一方、泥岩からのCa²⁺の溶出量はHCO₃⁻の溶出量とは関係なくほぼ一定の濃度を示し、他の岩石の溶出メカニズムとは異なっている。
- ② CO₂飽和水を用いた実験結果と純水を用いた実験結果との比較から、Ca²⁺、Cl⁻、HCO₃⁻の溶出量は、CO₂分圧に依存するが、Na⁺、SO₄²⁻、F⁻、SiO₂の溶出量とCO₂分圧との関連性は低いことが示される。
- ③ CO₂飽和水を用いた溶出実験での塩素イオン濃度は、時間の経過とともに減少する傾向が見られる。本実験では一定量のCO₂を連続的に水中に溶存させるという方法を採用せず、実験開始時に一定の分圧で飽和させた水を使用しているために、試料内のCO₂濃度は時間とともに低下する。したがって、一度溶出した塩素イオンがCO₂濃度の低下により再び岩石試料に吸着された可能性もあるがその原因は明らかではない。
- ④ Ca²⁺とHCO₃⁻以外で、岩石との接触時間の増加に伴って溶出量が増加しているのは、東濃花崗岩からのF⁻と泥岩からのSiO₂である。これは、今回の実験条件下では、水と岩石とが接触した時点でほとんどのイオンが溶出し、その後の時間変化は小さいことを示している。

- ⑤ SO_4^{2-} が溶出するのは泥岩のみであり、 SO_4^{2-} とともに Ca^{2+} 、 Mg^{2+} が CO_2 分圧とは関係なしに溶出する。 SO_4^{2-} 濃度は時間とともにわずかに増加し、それとともに pH が低下する。池田⁹⁾は、この現象を泥岩中の硫黄化合物が徐々に可溶性に変化しているためと説明しているが、この変化は、前章で示したように泥岩に含まれる黄鉄鉱の酸化反応による SO_4^{2-} と水素イオンの発生によるものであろう。
- ⑥ 花崗岩の CaO の重量百分率は、表-3.2 より、真壁花崗岩>松ヶ房花崗岩>東濃花崗岩であるが、 Ca^{2+} の溶出量は、松ヶ房花崗岩>真壁花崗岩>東濃花崗岩となっている。このように、同一岩種でも岩石の化学成分量の重量百分率と溶出量とは必ずしも対応しない。
- ⑦ 東濃花崗岩からの F^- 溶出量は他の岩石に比べてかなり多く CO_2 分圧とは関係なしに時間とともに濃度が増加する。同じ花崗岩地帯であっても地下水中における F^- の含有量は、地域により差がある。地下水中のフッ素イオンについてはとくに歯科医学の領域で注目され、鶴巻ら¹⁵⁾は、花崗岩地帯における F^- の供給源は花崗岩に含まれる黒雲母であることを示している。

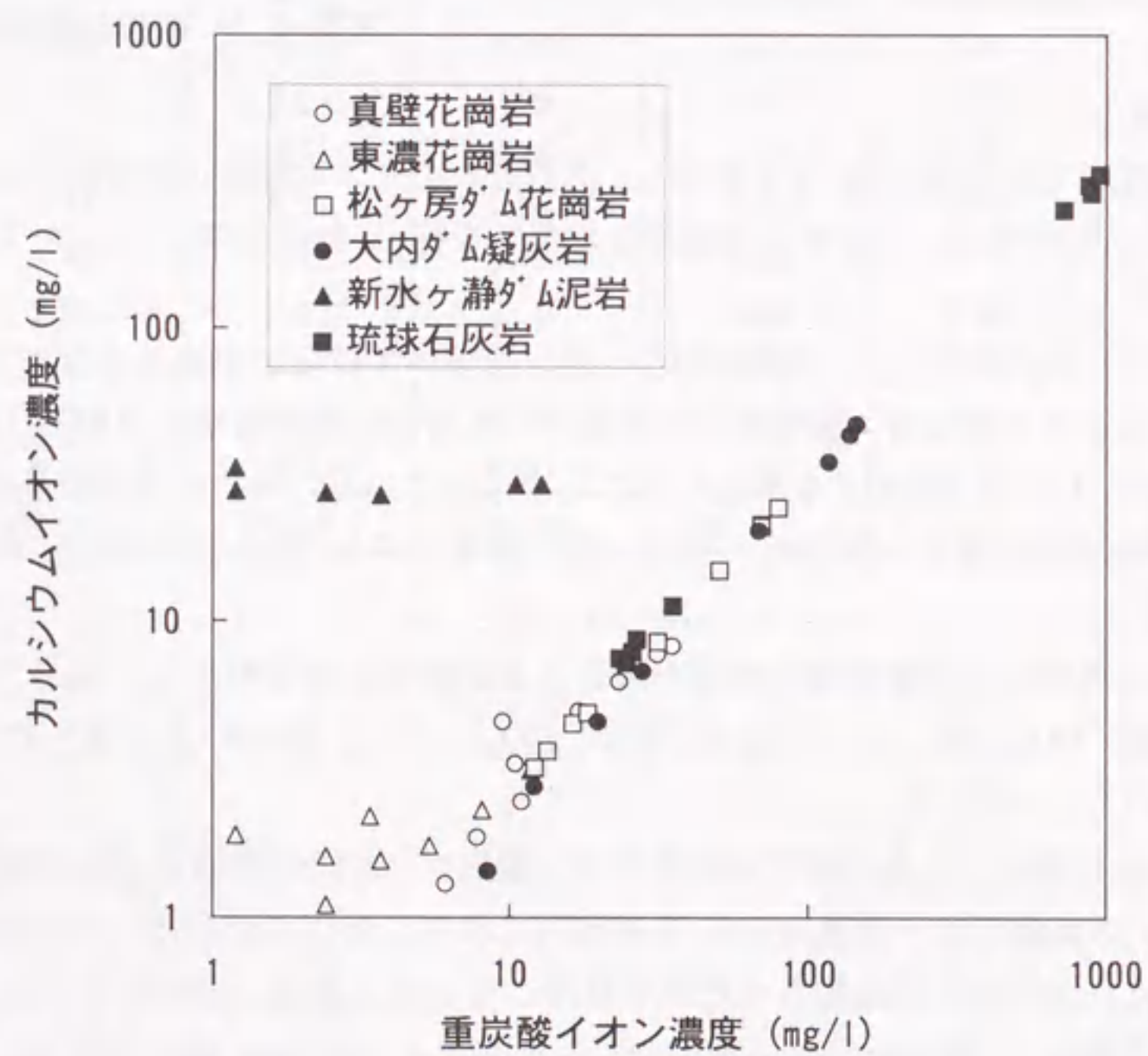


図-3.2 溶出した Ca^{2+} と HCO_3^- との関係

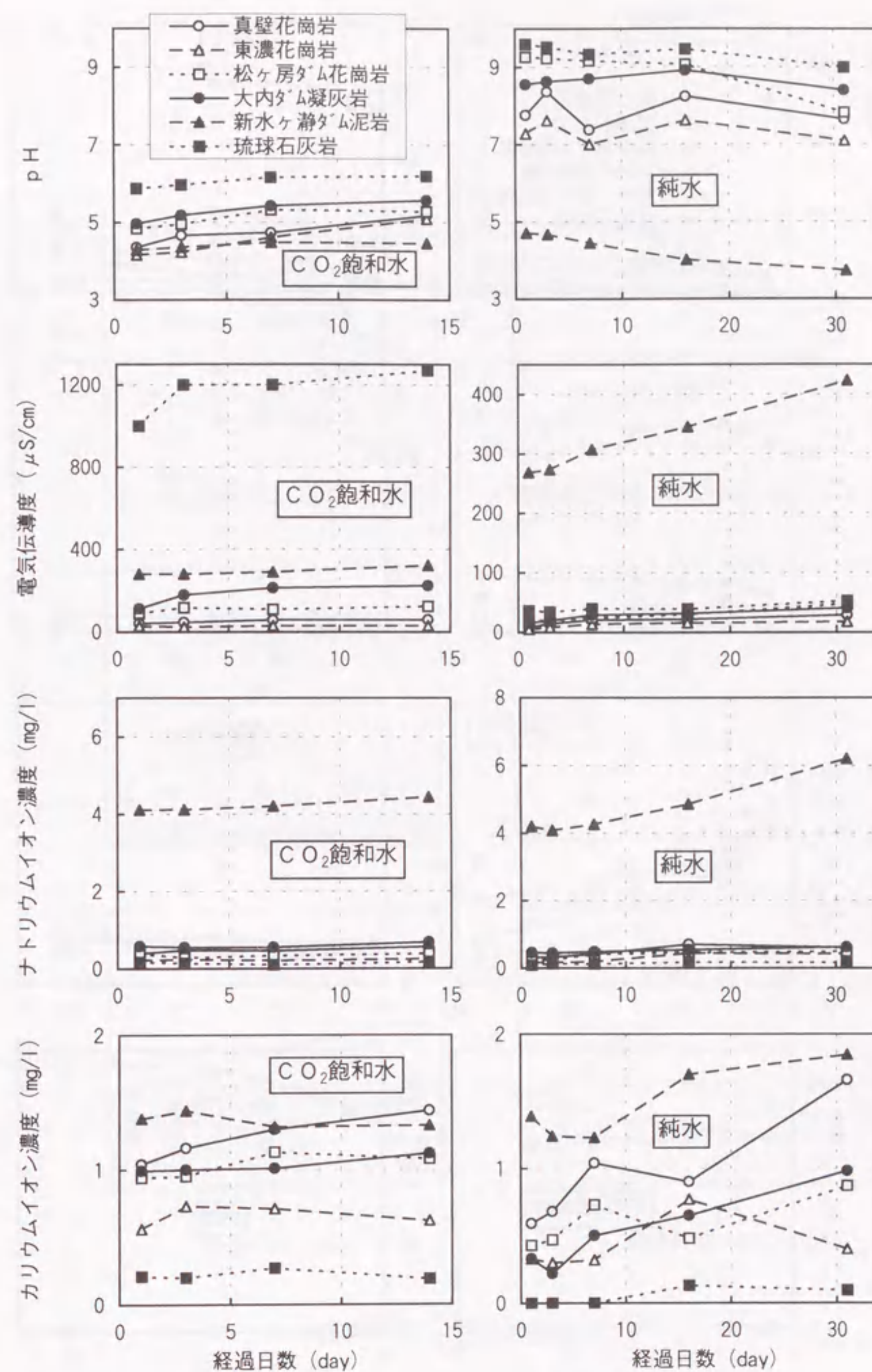


図-3.3(1) 溶出実験結果

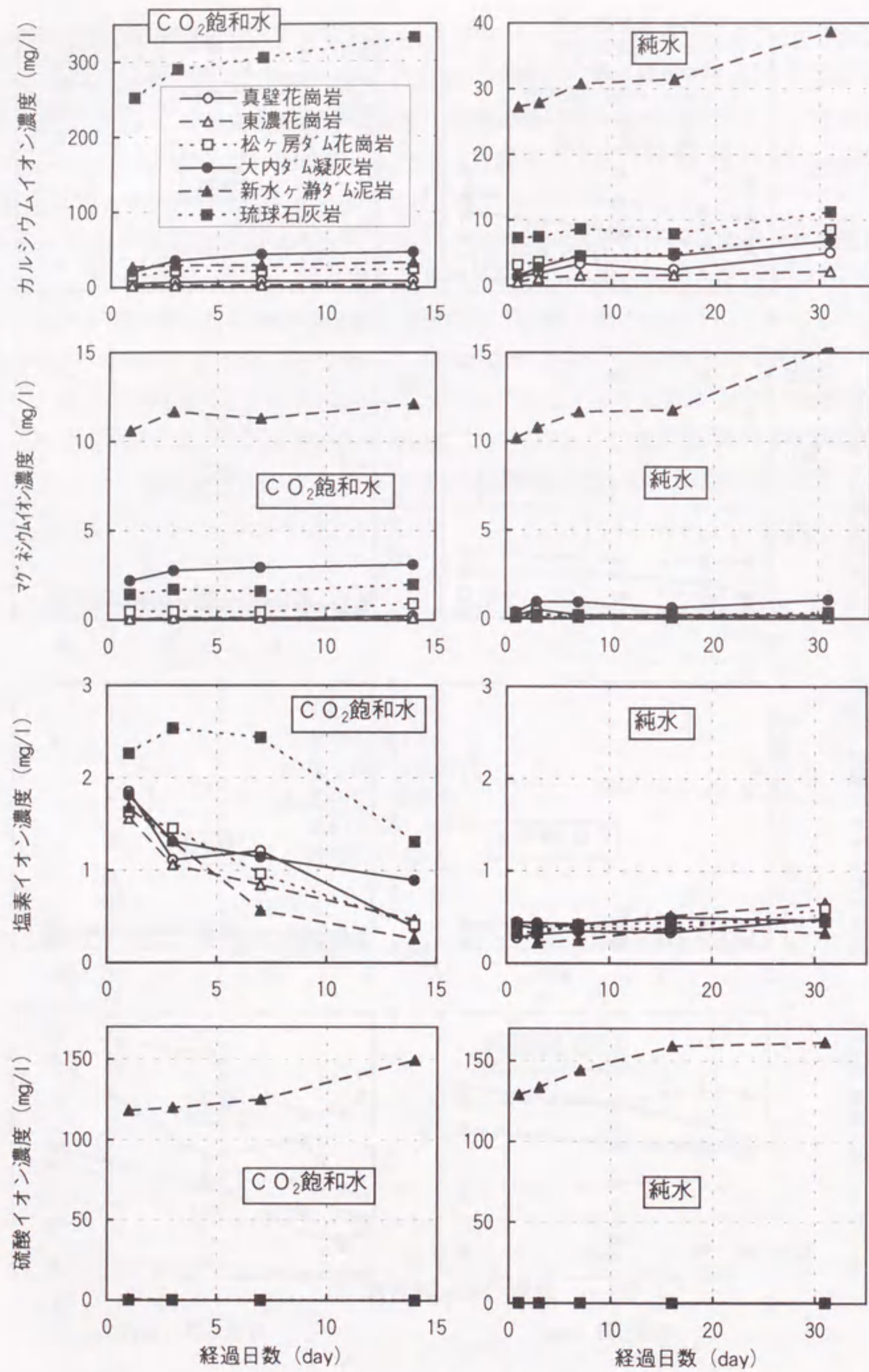


図-3.3(2) 溶出実験結果

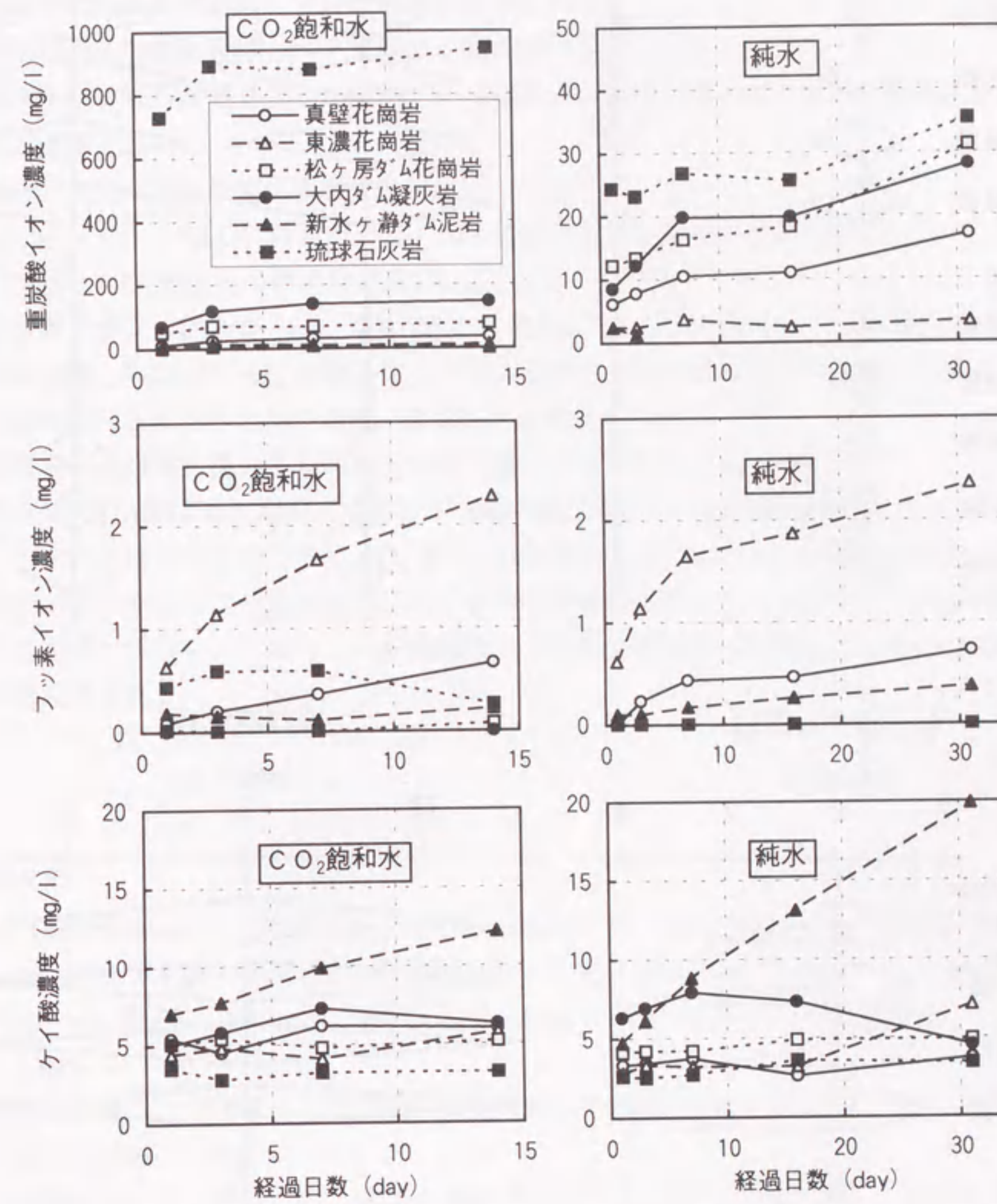


図-3.3(3) 溶出実験結果

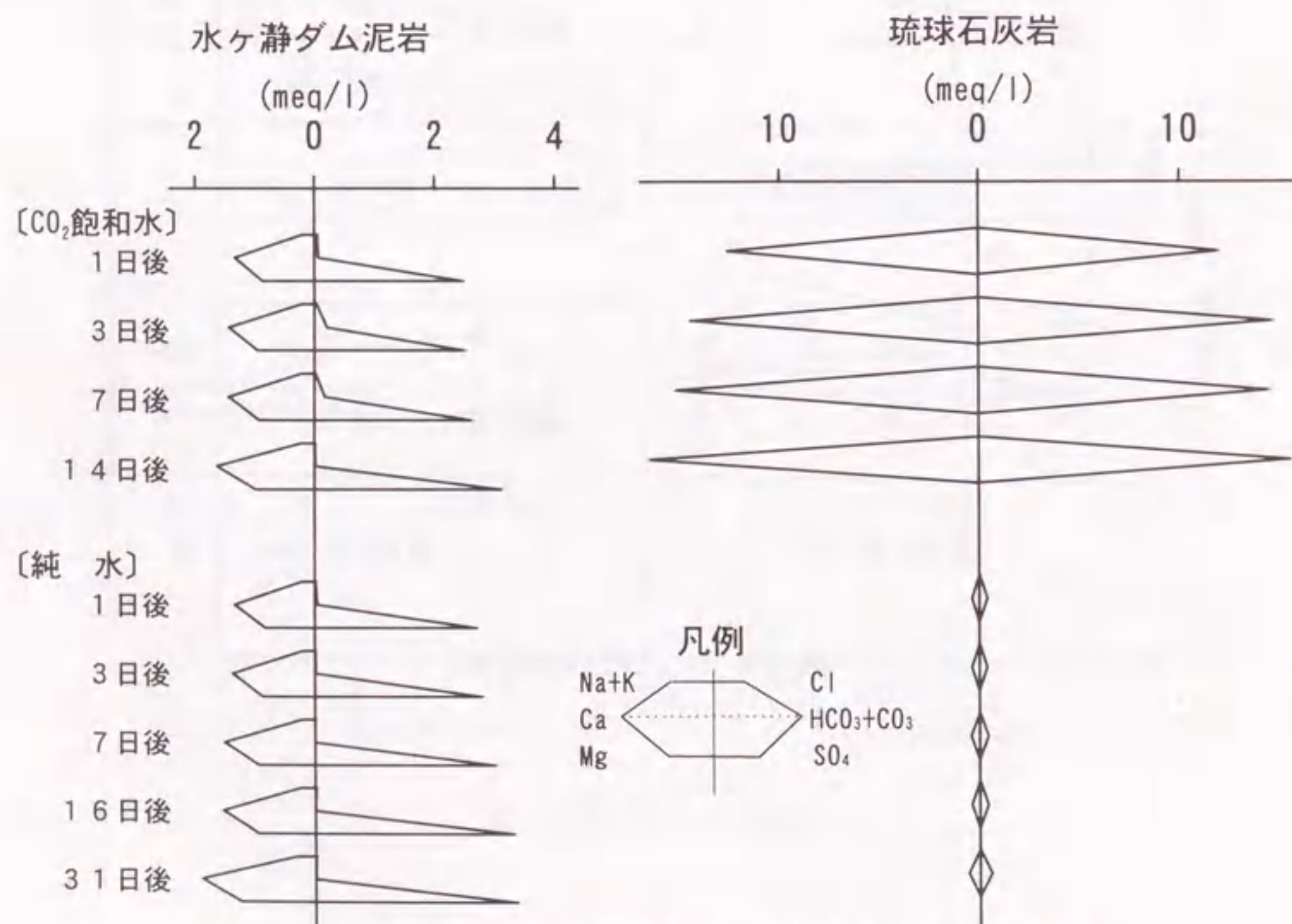
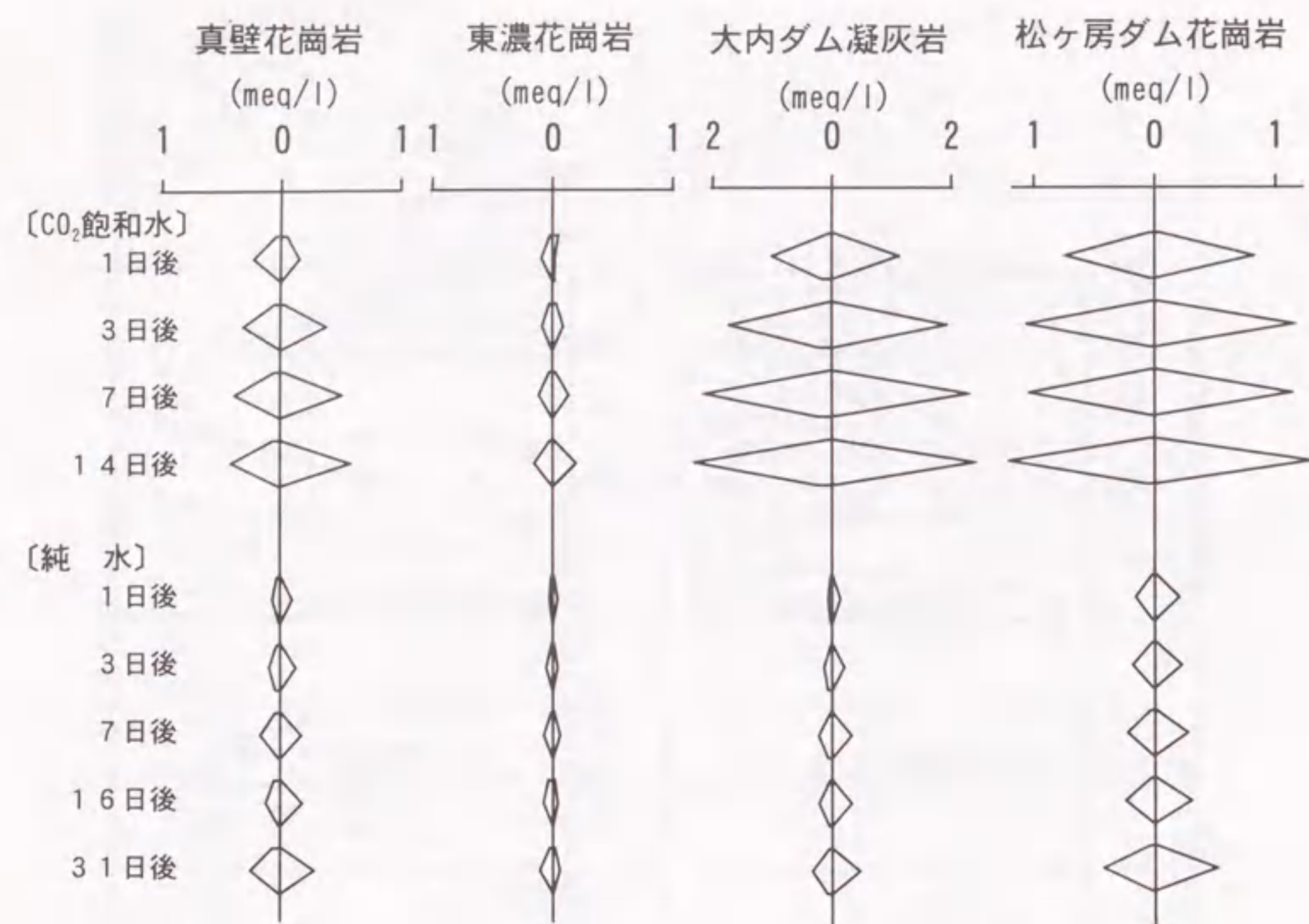


図-3.4 溶出実験結果 (ヘキサダイアグラムで表示)

3.4 まとめ

基本的な水質変化のメカニズムを調べるため、既往の実験的研究を調査・整理し、さらにいくつかの岩石試料を用いた基礎的な溶出実験を実施することにより、以下の事項が明らかになった。まず、既往の溶出実験結果より、

- ①地下水の水質は通過してきた地層に影響される。
 - ②岩石からの溶出量は、地下水中のCO₂分圧に影響される。
 - ③未風化な岩石試料を使った実験で、天然水の水質組成を説明するのは困難である。
- ことが確認された。

また、今回実施した溶出実験より、

- ④Ca²⁺、Cl⁻、HCO₃⁻の溶出量は、CO₂分圧に依存するが、Na⁺、SO₄²⁻、F⁻、SiO₂の溶出量とCO₂分圧との関連性は低い。
- ⑤新水ヶ瀬ダム泥岩からは、SO₄²⁻とともにCa²⁺、Mg²⁺がCO₂分圧とは関係なしに溶出し、それとともにpHが低下する。この変化は、泥岩に含まれる黄鉄鉱の酸化反応によるSO₄²⁻と水素イオンの発生によるものと考えられる。
- ⑥岩石の化学成分量の重量百分率と溶出量とは必ずしも対応しない。
- ⑦F⁻の溶出量は同じ花崗岩であっても地域差が大きい。東濃花崗岩からのF⁻溶出量は他の岩石に比べてかなり多くCO₂分圧とは関係なしに時間とともに濃度が増加する。

ことが示された。これらの知見は、そのすべてが現地で得られた水質データを評価する上で役立つものではない。しかし、今後現地における水質調査結果を評価する際の基礎データとして活用できる。

参考文献

- 1) Parkhurst, D. L., D. C. Thorstenson and L. N. Plummer : PHREEQE-A computer program for geochemical calculations, U.S. Geological Survey, Water-Resources Invest. 80-96, 210pp., NTIS Tech. Rept. PB81-167801, Springfield, VA 22161, 1980.
- 2) 五十嵐敏文、大山隆弘：黄鉄鉱の酸化に伴う貯水池水質の酸化現象、電力中央研究所報告、U95024、1996.
- 3) 根山敦史、他：実測された地下水 Eh の地球化学モデルによる評価、日本原子力学会秋の大会、p.720、1990.
- 4) 鹿園直建、藤本光一郎：珪酸塩鉱物の水溶液に対する溶解速度—実験値とフィールド値との比較と流動・溶解カインेटックスモデルによる地下水組成の解釈—、地球化学、Vol.30、pp.91-97、1996.
- 5) 舩井和朗、神野健二、塩崎功、和田信一郎：化学反応を考慮した地下水における物質輸送解析—数値モデル開発と室内実験への適用—、地下水学会誌、第38巻、第2号、pp.113-125、1996.

- 6) 乙間末広、内藤正明、高松武一郎：土壤浸透水の水量・水質予測モデルについて、水質汚濁研究、第5巻、第4号、pp.181-191、1982。
- 7) 玉利祐三、辻治雄、日下謙：岩質と陸水の水質との関係、地球化学、Vol.22、pp.139-147、1988。
- 8) Tamari, Y., Y. Inoue, H. Tsuji, Y. Kusaka : An Analysis of Chemical Compositions of Groundwater Utilizing a Leaching Technique. An Application to the Rokko Mountain and Their Surroundings, Bull. Chem. Soc. Jpn. Vol.55、 pp.3760-3765、1982。
- 9) 高松信樹、下平京子、今橋正征、吉岡龍馬：花崗岩地帯湧水の化学組成に関する一考察、地球化学、Vol.15、pp.69-76、1981。
- 10) 田中芳則：方解石の溶出に伴う泥岩の組織と物性の変化、応用地質、第26巻、第3号、pp.19-25、1985。
- 11) 池田喜代治：静岡県富士市における地下水の水質の研究、日本地下水学会誌、第24巻、第2号、pp.77-93、1982。
- 12) Buhmann, D., W. Dreybrodt : The Kinetics of Calcite Dissolution and Precipitation in geologically Relevant Situations of Karst Areas 2. Closed System, Chemical Geology, Vol.53、 pp.109-124、 1985。
- 13) Baumann, J., D. Buhmann, W. Dreybrodt and H.D. Schulz : Calcite Dissolution Kinetics in Porous Media, Chemical Geology, Vol.53、 pp.219-228、 1985。
- 14) 関陽太郎：建設技術者のための岩石学、共立出版、p.95、1976。
- 15) 鶴巻道二、桜本勇治：近畿地方における高フッ素地下水の起源について、日本地下水学会誌、第27巻、第1号、pp.1-15、1985。

第4章 多変量解析手法を用いたイオン濃度の評価—栃木県寺山ダム—

ダム漏水の調査に水質データを利用する方法は、国内では木村・小前¹⁾を中心に始められた。その後、天然地下水中のイオン濃度や環境中の同位体をトレーサとして漏水経路や流動速度を推定する手法を、ダム周辺の漏水・地下水調査に適用した事例が木村ほか²⁾、向上ほか³⁾、中島ほか⁴⁾、塩崎ほか⁵⁾によって報告されている。

第4章から第10章までは、水質データ利用したダム周辺地下水流動調査手法の適用性について検討するための実例として、筆者が今までに実施した個々のダムにおける水質データを利用した地下水流動調査手法とその結果について論じる。

4.1 はじめに

ロックフィルダムは完全遮水構造物ではないが、土質材料や盛立の管理技術の向上で、堤体自体の漏水の問題はほとんどないといってよい。むしろ、節理や空隙の自然な閉塞が期待できないダム基礎地盤や周辺地山全体の遮水性能が、ダムの漏水量に影響を与えることが多い。全体の遮水性能は一般に漏水量で判断されているが、浸透水や漏水がどのような経路に沿って動いているか、貯水池の水とのつながりはどうなっているのかはダムの維持管理を行う上できわめて重要な問題である。

本章では、栃木県の寺山ダムの第3回目の湛水時に、浸透水や漏水を時系列的に採水、水質分析を行い、近年水質評価への応用が試みられている多変量解析手法⁴⁾⁵⁾⁷⁾⁸⁾⁹⁾¹⁰⁾¹¹⁾¹²⁾¹³⁾¹⁴⁾を用いて水質分析結果を整理し、ダム周辺の漏水経路の推定を試みた結果について述べる。なお、同ダムでは、初期湛水時にも水質データを多変量解析手法を用いた整理することにより漏水経路を推定し、推定された漏水経路は同時期に実施されたラドン(²²²Rn)の変化から示される漏水経路³⁾に一致したことが報告されている⁴⁾。

4.2 調査地点の概要

調査対象の寺山ダムは、栃木県那珂川水系宮川に位置する洪水調節・かんがい用水・上水道用水を目的としたセンターコア型ロックフィルダムである。ダムおよび貯水池の諸元を表-4.1に示す。

寺山ダムの左岸および基礎は、新第三系の流紋岩・凝灰岩を主体とし、右岸は、第四系の安山岩溶岩と凝灰角レキ岩、湖沼堆積物(砂レキ、軽石混じり火山灰、泥岩)、崖錐堆積物などが不整合に覆っている。流紋岩系の断層は、左岸から旧河床にかけて上下流方向に数条存在し、これより左岸は節理に富み、旧河床から右岸は節理が少なく、緻密である。図-4.1に、地質平面図、ダム軸地質断面図を示す。

遮水工は、基礎と左右岸ダム軸沿いのカーテングラウチング、左岸洪水吐周辺のカーテングラウチング、右岸安山岩露出部の土質ブランケットおよびカーテングラウチング、端部より地山側へ伸張したリムグラウチングからなっている。

表-4.1 ダムおよび貯水池の諸元

ダ ム	形 式	センターコア型ロックフィルダム
	堤 高	62.2 m
	堤 頂 長	260.0 m
貯 水 池	堤 体 積	1,350,000 m ³
	流 域 面 積	11.5 km ²
	湛 水 面 積	0.16 km ²
	総貯水容量	2,550,000 m ³
	有効貯水容量	2,155,000 m ³

初期湛水は完成直後の1984年11月より開始し、1985年4月に満水位に至った後、8月初旬に最低水位に至った。本章で対象とする第3回目の湛水では、図-4.2に示すように1986年10月より洪水期制限水位である標高393.6mから水位上昇を開始し、1987年4月に満水位に至っている。

4.3 調査の概要

採水地点の平面図を図-4.3に示し、X-X断面、Y-Y断面およびZ-Z断面を図-4.4に示す。

図-4.3、図-4.4で、BLは監査廊内の採水地点を示し、WLはボーリング孔による採水地点を示す。監査廊内での採水は、カーテングラウチング位置より下流側に設置されたブルドン管(l=20m)を用いて行われた。

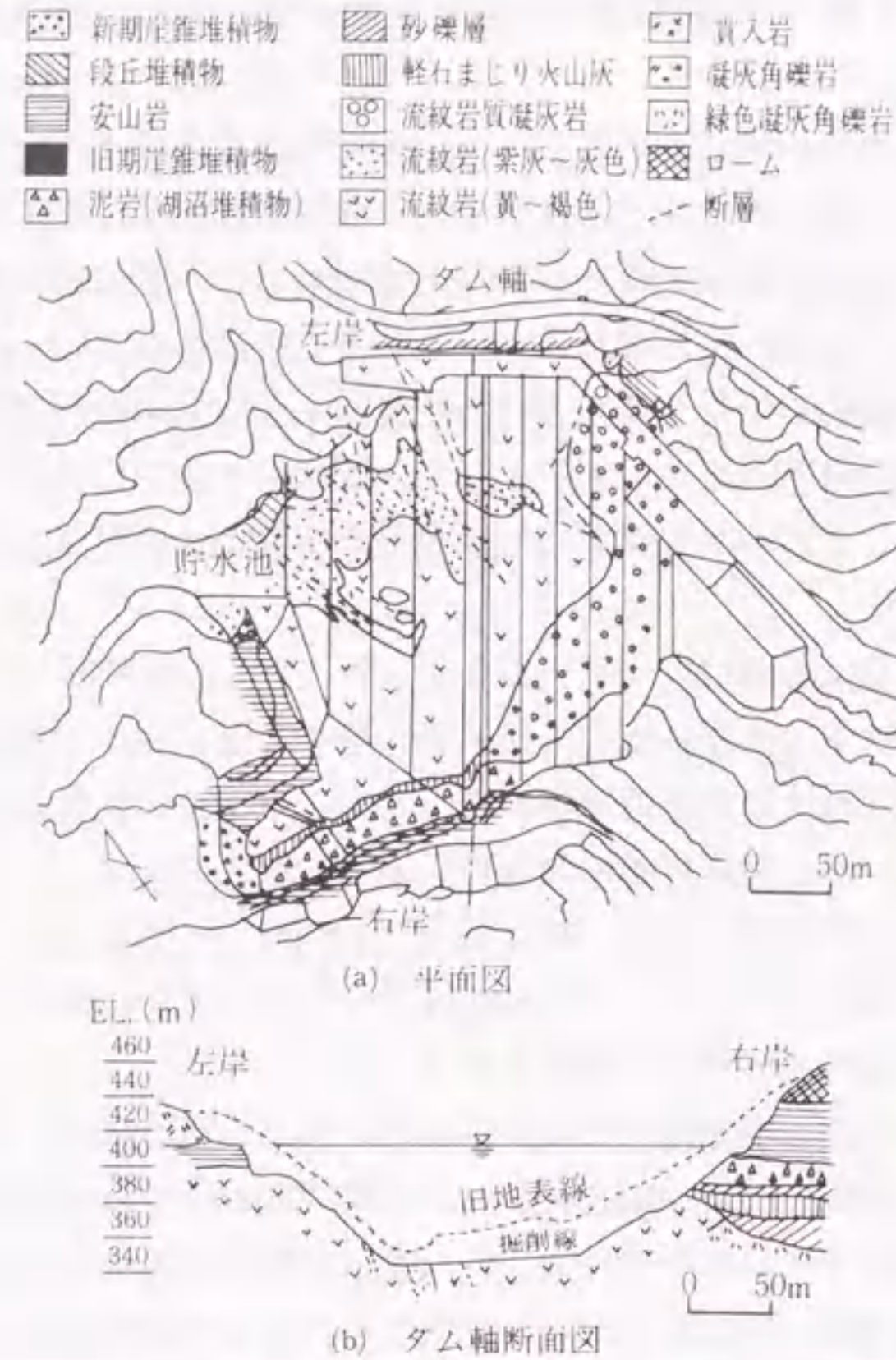


図-4.1 ダム地質平面図およびダム軸地質断面図

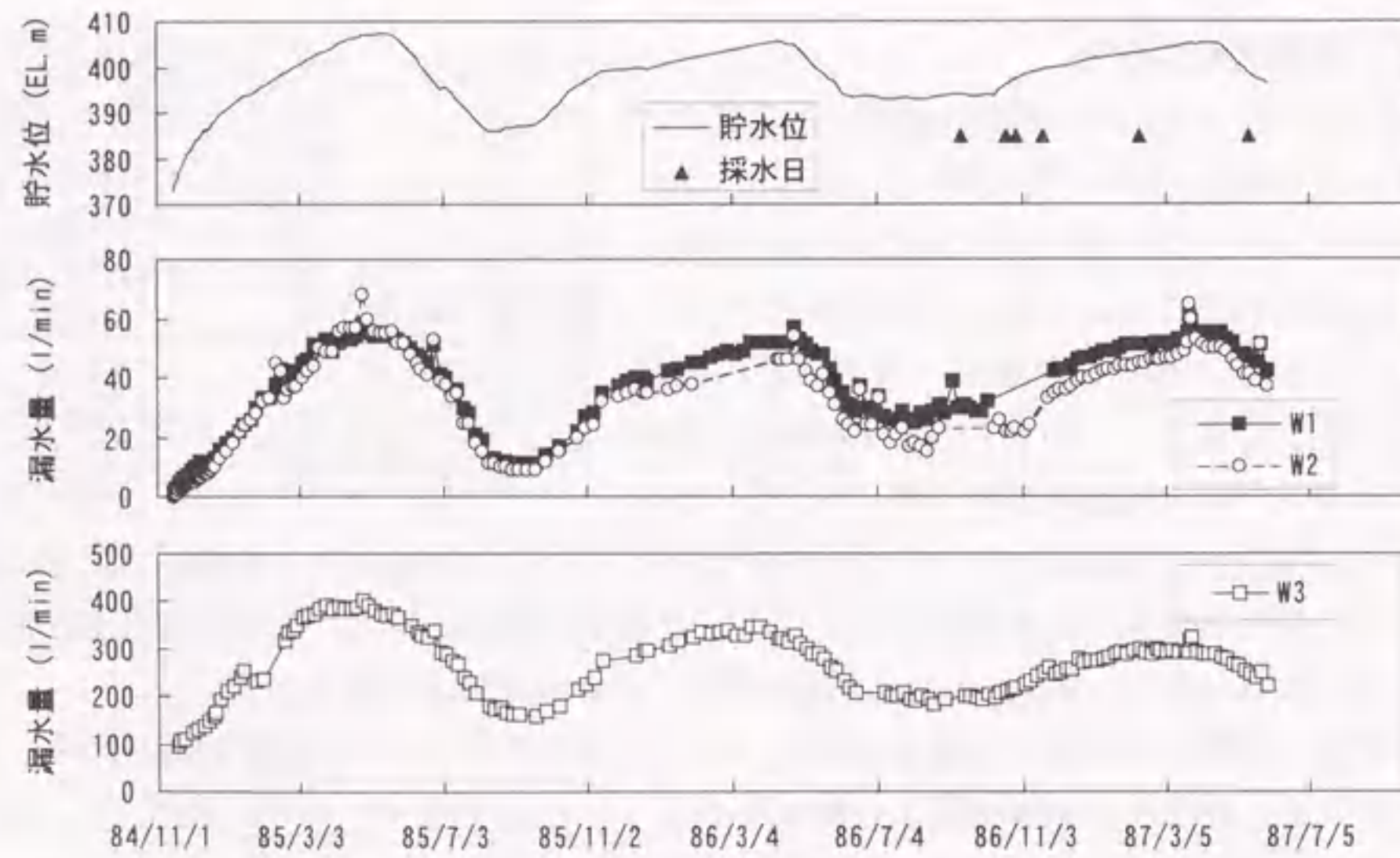


図-4.2 貯水位と漏水量の時間変化

W1、W2は、ダムコア部からの浸透水をフィルタ内に設けられた高さ約0.5mのコンクリート堰により集水したものであり、W1は左岸側、W2は右岸側からの浸透水を集めたものである。W3は、W1、W2を含めて監査廊内の湧水を集めたものである。図-4.2に、W1、W2、W3で測定された漏水量の時間変化を示す。

また、E1、E2は、監査廊E区間内側溝での採水地点、G1、G2は地表面の湧水箇所を示す。

ボーリング孔からの採水は、ペーラおよびN₂ガスによる押

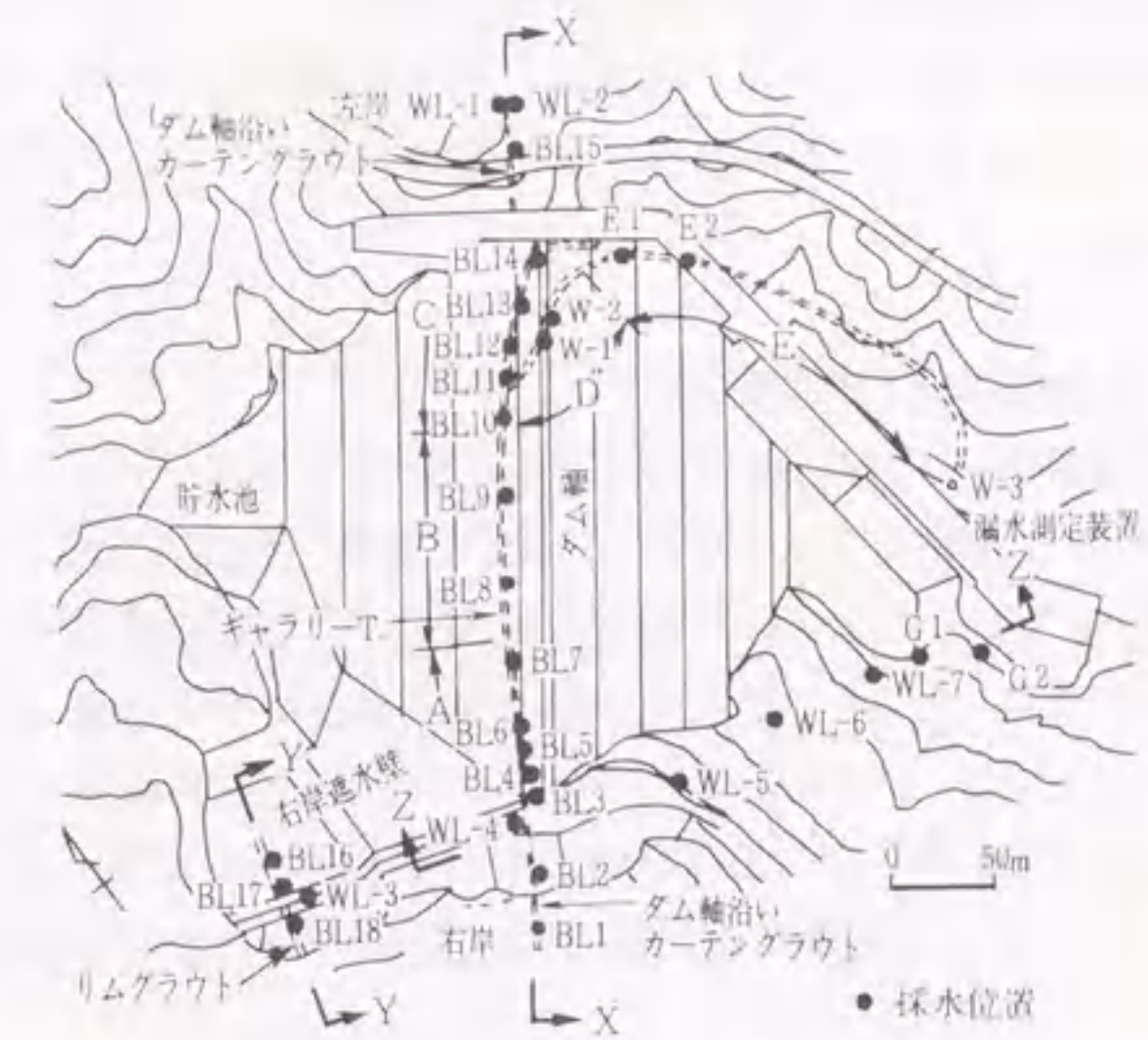


図-4.3 採水地点平面図

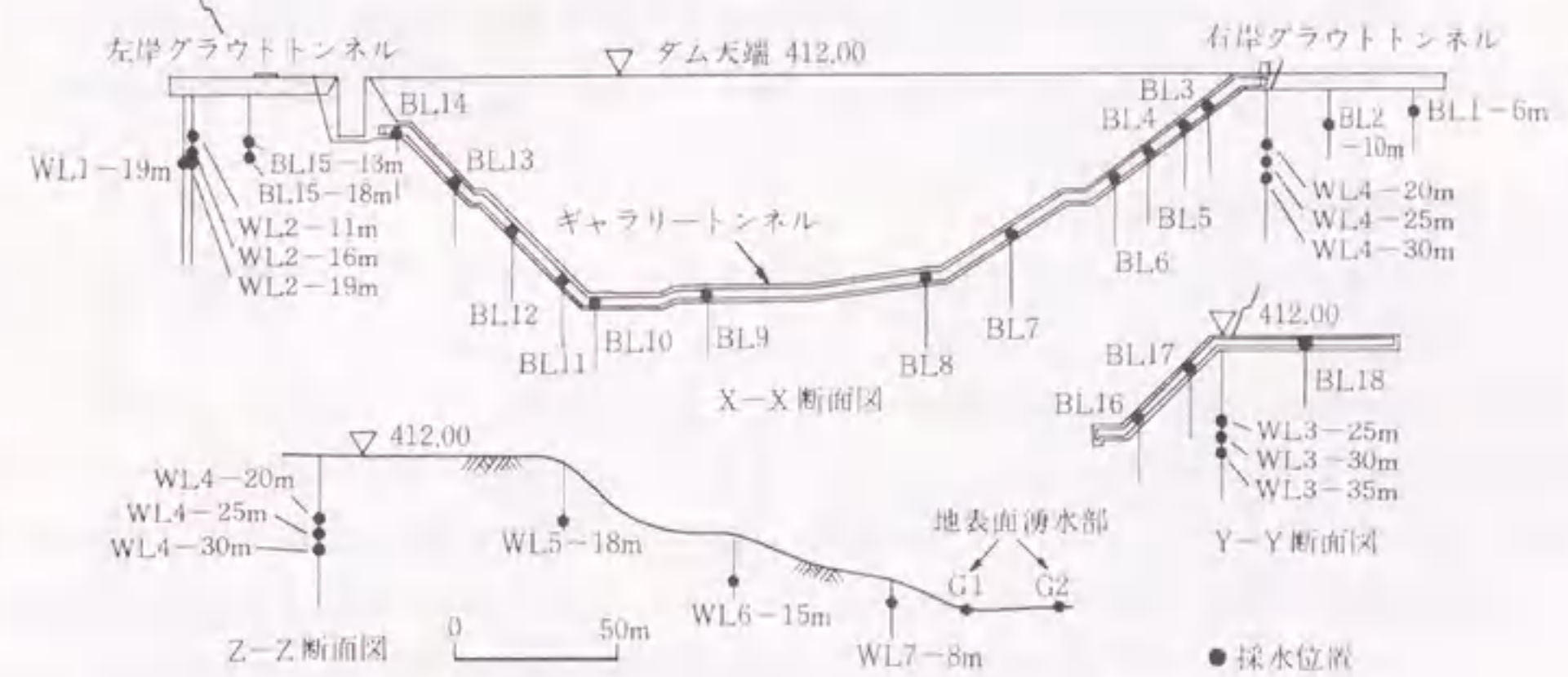


図-4.4 採水地点断面図

上げ方式を用いた。第3回目湛水開始前の1986年9月12日に第1回目の採水を行い、その後、1986年10月21日、10月29日、11月20日、1987年2月10日、5月14日の合計6回の採水を実施した。

4.4 調査結果

測定項目は、pH、電気伝導度、Na⁺、K⁺、Ca²⁺、Mg²⁺、Cl⁻、SO₄²⁻、HCO₃⁻の9項目である。電気伝導度は採水時に測定し、他はすべて室内にて測定した。pHはガラス電極式のpHメータを用いて測定し、HCO₃⁻以外のイオン濃度はイオンクロマトグラフ(DIONEX、2000i)を用いて測定した。HCO₃⁻濃度はJIS K0101に従い総アルカリ度とpHから算出し

た。ラドン濃度は、現地で試料 500ml とシンチレータ入りのトルエン 40ml を空気と混合しないように専用のラドン抽出器に入れて攪はんした後、上澄みのトルエン約 20ml を採取し、アロカ社製低バックグラウンド液体シンチレーションカウンター (LSC-LB I) を用いて測定した。

(1) 電気伝導度の時間変化

湛水前後の電気伝導度の時間変化を図-4.5 に示す。なお、電気伝導度の値は水温により異なるので、図-4.5 に示す値は 25℃ に換算した値である。

図-4.5 より左岸側の浸透水である W1 の電気伝導度の値が湛水とともに低下することが示され、また、WL4 の電気伝導度の値が湛水開始後一度上昇したのち貯水位の上昇に伴い低下することが示されている。これらはいずれも貯水池水の浸入に起因するものと考えられる。また、WL5 の地点における値が若干増加傾向にある。これは、水位上昇に伴い岩盤内に滞留していたイオン濃度の高い地下水が押し出されているものと考えられる。

(2) ラドン濃度の時間変化

ラドン濃度の時間変化を図-4.6 に示す。これより、湛水前後でラドン濃度が低下している地点を挙げれば、BL7、BL15、WL1、WL2 となる。これらの地点は、貯水位の上昇によって、ラドン濃度の低い貯水池水の侵入量が増加したのと考えられる。ラドン濃度が低下した地点と、電気伝導度が低下した地点とは一致していないが、その原因は不明である。

(3) イオン濃度の時間変化

次に、採水した地下水のイオン濃度の分析結果をヘキサダイアグラムで表現したものを図-4.7 に示す。

地下水の水質は、地層中での滞留時間の増大により、炭酸カルシウム型から炭酸ナトリウム型に変化する¹⁰⁾。図-4.7 のヘキサダイアグラムは、この地域の地下水はナトリウムイオンに比べてカルシウムイオンが多いことを示し、全体的に浅層地下水の特徴を表している。また、電気伝導度の時間変化から示されたように、W1、BL2、WL4 のイオン濃度の低下が観察され、貯水位の上昇に伴う貯水池水の侵入による影響が見受けられる。また、WL5 でのイオン濃度の増加傾向も同様に示される。

ダム初期湛水時では、基礎岩盤あるいは周辺岩盤に初めて大きな水圧が加わるために、岩石中に滞留していたイオン濃度の高い地下水や、ダム施工時のグラウチングの影響を受けた地下水が押し出されるために、浸透経路に位置する採水地点の水質は湛水前後で大きく変化する。しかし、今回のように第3回目の湛水時では過去の貯水位の上昇下降の繰り返しによって、貯水池水がすでに周辺岩盤内に浸透しているために、湛水前後での水質の変化は小さくなっている。したがって、上記の電気伝導度やヘキサダイアグラムによる水質データの評価に加えて、次節ではより詳細な水質の変化を検出できる可能性のある統計的な手法を使って水質データを整理する。

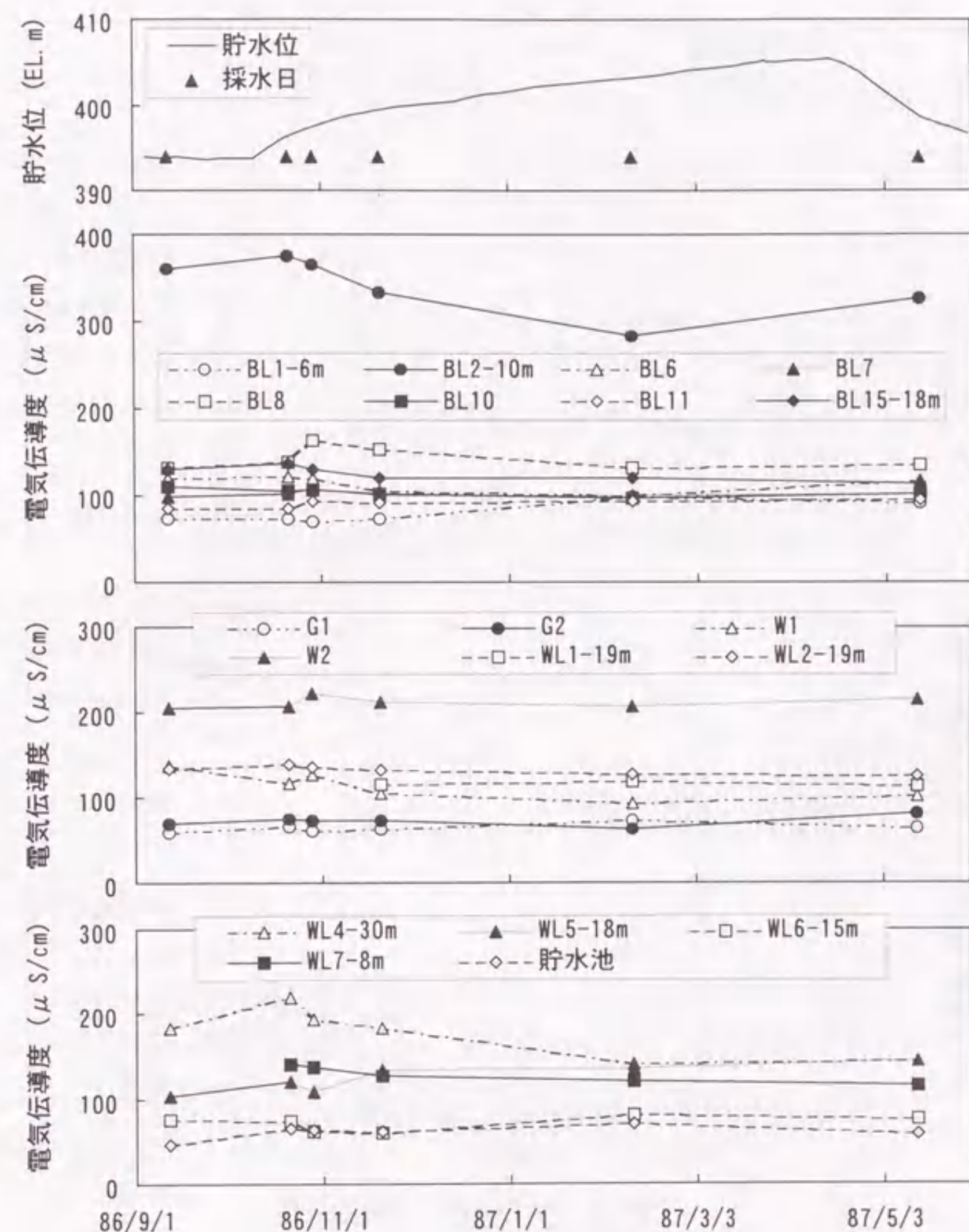


図-4.5 電気伝導度の時間変化

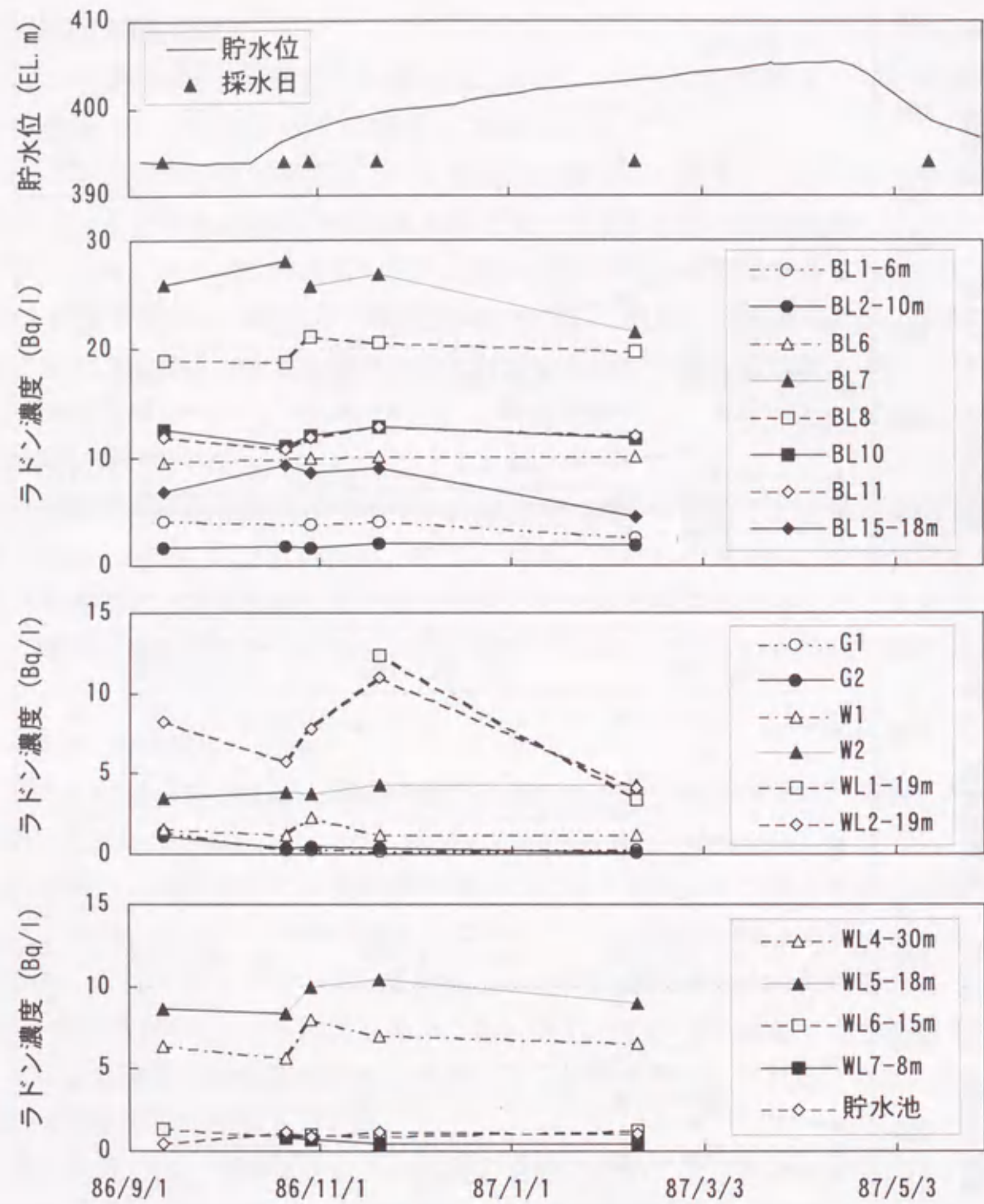


図-4.6 ラドン濃度の時間変化

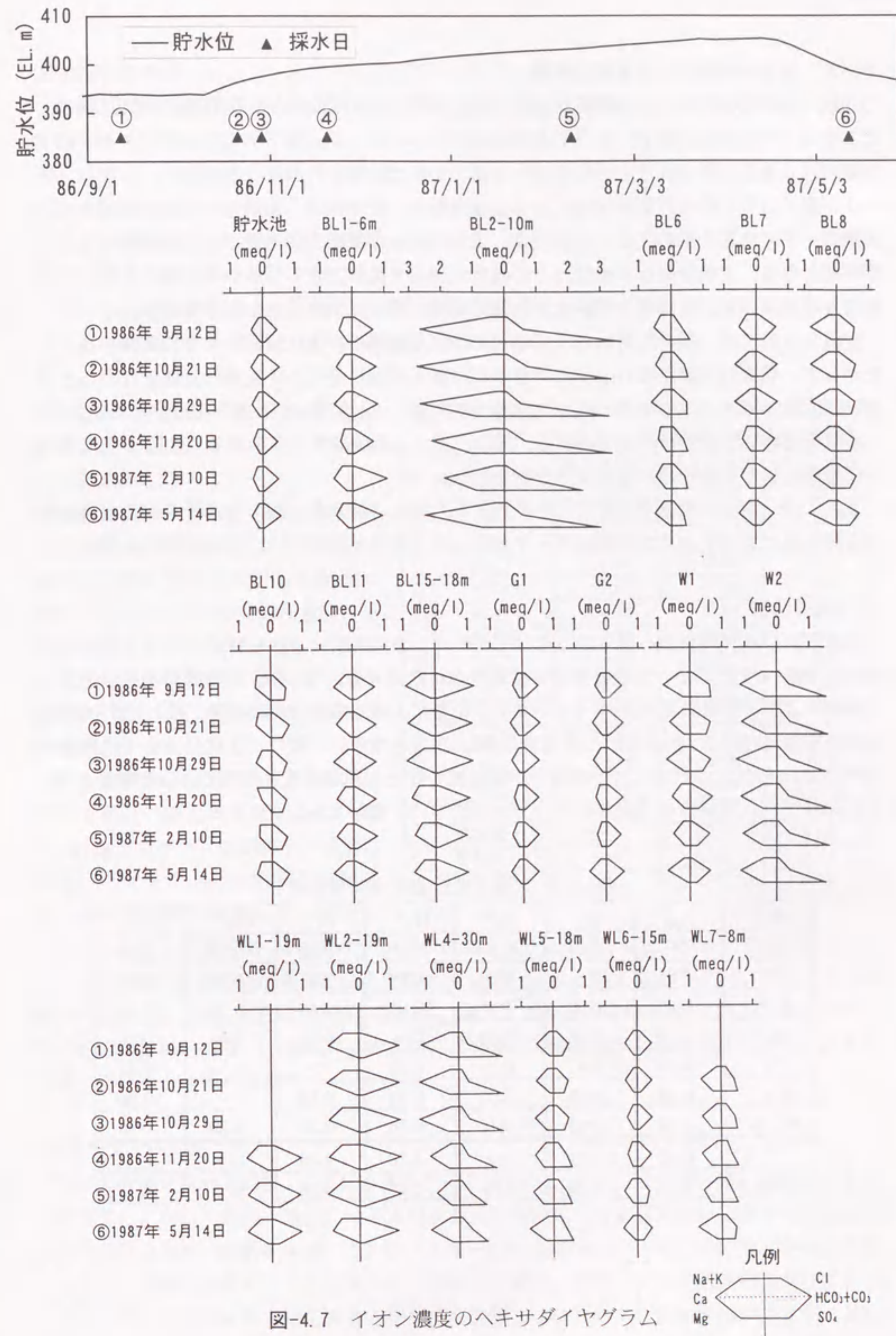


図-4.7 イオン濃度のヘキサダイアグラム

4.5 主成分分析による水質の評価

主成分分析手法についての詳細な説明は他の文献(例えば安池¹⁵⁾、奥野ほか¹⁶⁾に譲り、ここでは、寺山ダム水質データへの適用結果について述べる。地下水の水質データを評価する際には、通常分析されたすべてのデータについて比較検討されることが多い。しかし、データが多くなるとその評価が困難になることもある。その場合、主成分分析を行えば多くの水質データの情報を集約することができ、より少ない座標軸上で水質データを評価することが可能となる。主成分分析の結果、どの程度の情報を集約できているかを評価する際には累積寄与率を用いる。累積寄与率が大きいほど情報の損失は小さいことを意味する。

主成分分析では、解析に用いる水質項目の選択が結果の評価、解釈に大きく影響する。したがって、情報の欠落がないようにできるだけ多くの項目を用いて主成分分析を行うことが多い。本論では地下水の主要イオンであるNa⁺、K⁺、Ca²⁺、Mg²⁺、Cl⁻、SO₄²⁻、HCO₃⁻の7変量を用いて主成分分析を実施する。なお、イオン濃度はすべて平均0、分散1となるように標準化したものを用いて主成分分析を行う。

また、同一主成分軸上で水質変化を把握するために、湛水前1回、湛水後5回の水質調査から得られたすべてのイオン濃度データを用いて主成分分析を行い、主成分軸を決定する。

(1) 主成分分析

合計6回の水質調査から得られたすべてのイオン濃度のデータから求められる7変量の相関係数を表-4.2に示し、主成分分析の結果得られた固有値、寄与率、累積寄与率、因子スコア係数および因子負荷量を表-4.3に示す。7変量による主成分分析の結果、第1主成分軸Z₁の寄与率は45%、Z₂軸を含めた累積寄与率は76%となる。一般に、主成分分析では累積寄与率が80%程度となれば、もとの成分の特性値のほとんどが表現され得ていると考える⁸⁾。したがって、以下は第2主成分までのデータについて検討することにする。

表-4.2 主要イオン濃度の相関係数

変数	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Na ⁺	1.00	0.65	0.35	0.07	-0.15	0.23	0.53
K ⁺	0.65	1.00	0.50	0.15	0.01	0.25	0.62
Ca ²⁺	0.35	0.50	1.00	0.85	0.13	0.92	0.15
Mg ²⁺	0.07	0.15	0.85	1.00	0.21	0.94	-0.20
Cl ⁻	-0.15	0.01	0.13	0.21	1.00	0.14	-0.21
SO ₄ ²⁻	0.23	0.25	0.92	0.94	0.14	1.00	-0.20
HCO ₃ ⁻	0.53	0.62	0.15	-0.20	-0.21	-0.20	1.00
平均値	5.42	1.31	14.6	2.26	2.44	24.8	35.7
標準偏差	2.41	0.73	9.75	2.37	0.95	36.6	14.0

(2) 主成分の特性

主成分分析の結果、本地点の水質は次式で示すZ₁、Z₂の2つの主成分で表現することができる。

$$Z_1 = -0.16Na^{+*} - 0.19K^{+*} - 0.31Ca^{2+*} - 0.27Mg^{2+*} - 0.05Cl^{-*} - 0.29SO_4^{2-*} - 0.06HCO_3^{-*} \quad (4.1)$$

$$Z_2 = -0.31Na^{+*} - 0.30K^{+*} + 0.04Ca^{2+*} + 0.22Mg^{2+*} + 0.18Cl^{-*} + 0.18SO_4^{2-*} - 0.40HCO_3^{-*} \quad (4.2)$$

ここで、*印は平均値が0、標準偏差が1となるように標準化されたイオン濃度を示す。

主成分分析によって得られた式(4.1)、式(4.2)は、あくまでも水質データを統計的な手法で解析した結果であり、これらの式は物理的な意味を持つとは限らない。しかし、仮にこれらの主成分軸に物理的な意味を与えるとするとすれば、以下のような解釈ができる。

第1主成分Z₁の因子スコア係数はすべてが負の値となっていることから、Z₁軸のマイナス側が降水が地層に浸透した直後に生じる岩石から地下水への溶出作用を反映しているとい

える。また第2主成分Z₂の因子スコア係数は、Na⁺とCa²⁺、Mg²⁺の符号が逆になっており、地層中での滞留時間が増加することによるCa²⁺、Mg²⁺と粘土鉱物中のNa⁺とのイオン交換反応を示している。さらに、滞留時間の長い地下水で濃度が高くなるHCO₃⁻もNa⁺と同じ負の値であることから、Z₂軸のマイナス側は地層中での滞留時間の増加による水質の変化を反映していると考えられる。

(3) クラスタ分析

主成分分析を行った結果、7項目の水質データはZ₁、Z₂の2つの主成分軸上で表現することができた。次に、各採水地点の地下水の水質の時間変化、およびその類似性を明らかにするためにクラスタ分析を実施した。クラスタ分析とは、Z₁、Z₂の2つの主成分軸上で各データ間の距離を計算することによりその類似度を求め、複数のデータを適切なクラスタ(グループ)に分類する方法である。類似度の計算方法にはさまざまな方法があるが、よく

表-4.3 主成分分析による固有値、寄与率、累積寄与率、因子スコア係数および因子負荷量

		第1主成分	第2主成分	第3主成分
因子スコア係数	Na ⁺	-0.16	-0.31	0.01
	K ⁺	-0.19	-0.30	-0.24
	Ca ²⁺	-0.31	0.04	0.06
	Mg ²⁺	-0.27	0.22	0.12
	Cl ⁻	-0.05	0.18	-0.98
	SO ₄ ²⁻	-0.29	0.18	0.17
	HCO ₃ ⁻	-0.06	-0.40	-0.11
因子負荷量	Na ⁺	-0.50	-0.67	0.01
	K ⁺	-0.60	-0.65	-0.23
	Ca ²⁺	-0.97	0.09	0.06
	Mg ²⁺	-0.84	0.48	0.11
	Cl ⁻	-0.16	0.38	-0.91
	SO ₄ ²⁻	-0.90	0.38	0.16
	HCO ₃ ⁻	-0.18	-0.87	-0.10
固有値	3.13	2.16	0.92	
寄与率	0.45	0.31	0.13	
累積寄与率	0.45	0.76	0.89	

用いられる方法として式(4.3)で示されるウォード法がある。

ウォード法では、クラスター C_r とクラスター C_g が融合されて、新しいクラスター C_h ができたとき、 C_h と残りのクラスター C_l との距離 D_{hl} は、

$$(D_{hl})^2 = a \cdot (D_r)^2 + b \cdot (D_g)^2 + c \cdot (D_l)^2 \quad (4.3)$$

で表される。ここで、

$$a = (N_r + N_l) / (N_h + N_l)$$

$$b = (N_g + N_l) / (N_h + N_l)$$

$$c = -N_l / (N_h + N_l)$$

であり、 N_r 、 N_g 、 N_h 、 N_l はそれぞれクラスター C_r 、 C_g 、 C_h 、 C_l に含まれるデータの個数である。

初期湛水時の分析では、湛水前、湛水後の水質データそれぞれについてクラスター分析を実施し、湛水前後での水質分類がどの様に変化するかを観察した⁴⁾。しかし、この方法では湛水前、湛水後の水質データを合わせて分類することができないので、本論では、式(4.1)、式(4.2)で示される主成分軸上で、湛水前の水質データと湛水後の水質データを合わせてクラスター分析を行った。クラスター分析に用いたデータは、1986年9月12日(第3回湛水開始前)と1987年2月10日に測定されたものである。

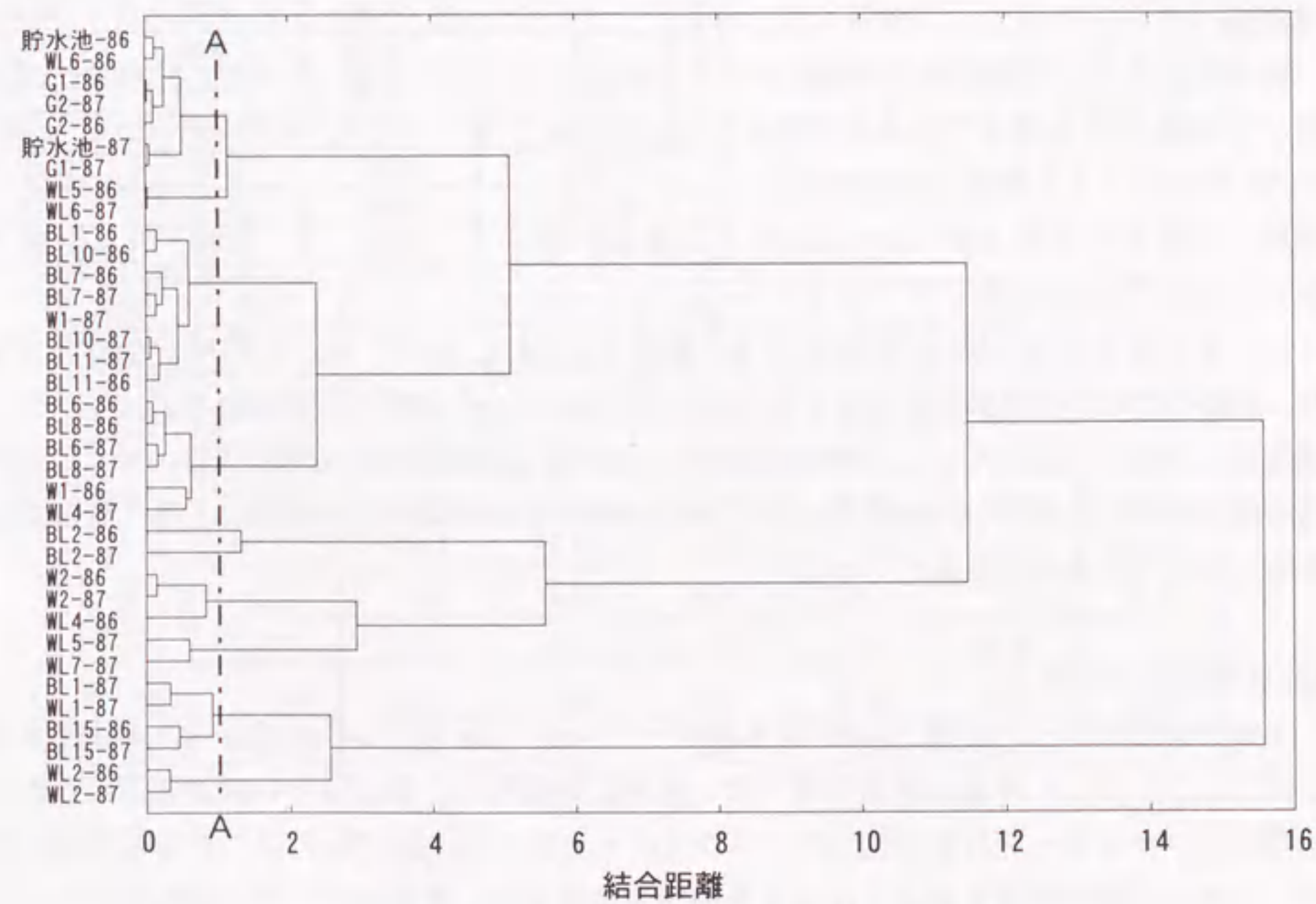


図-4.9 クラスタ分析による樹状図

式(4.3)を用いて各データ間の距離を計算し、図-4.8に示すデンドログラムを作成した。デンドログラムの縦軸は、ウォード法を用いて計算した各グループ間の距離を示す。このデンドログラムをどの位置で切り、いくつのグループに分類するかは、その結果分類された地下水のグループが、採水地点の地形・地質情報と矛盾しないものであるか否かによって判断される。

本解析では、地表水である貯水池水、G1、G2が同じグループに属するように図-4.9のA-Aのラインで示す結合距離で水質データを分類する。この結果、湛水前後の地下水は、図-4.9の散布図において実線で囲まれる10グループに分類することができる。

(4) 湛水前後の水質変化

主成分分析手法・クラスター分析手法を用いて水質データを整理した結果、図-4.9の主成分軸上でBL2、W1、WL4の水質が貯水池水に近づく方向に変化していることが示され、これらの地点は、今回の湛水により貯水池水が浸入している可能性が高いといえる。また、BL1

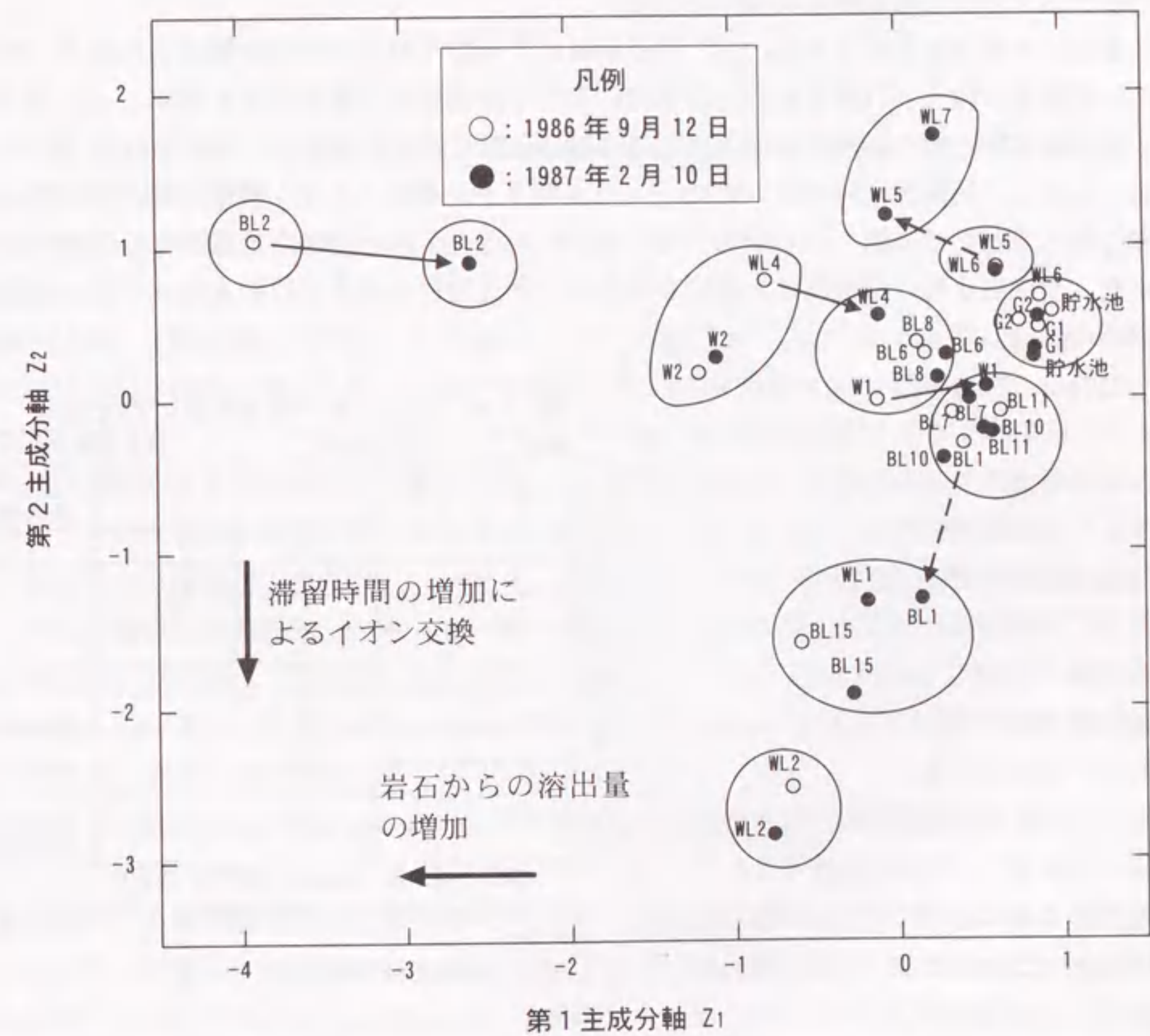


図-4.9 主成分分析による散布図とクラスター分析による分類

および WL5 は湛水前は貯水池水に近いグループに属していたが、貯水池水から離れる方向に変化している。WL5 は Z1 軸のマイナス方向に変化しており、溶存イオンの総量が増加する方向に、BL1 では Z2 軸のマイナス方向に変化しており、Na⁺、HCO₃⁻濃度が増加する方向に変化している。したがって、これらの地点は貯水位の上昇に伴い岩盤中に滞留していたイオン濃度の高い地下水が押し出された可能性が高い。これらの現象は、電気伝導度の時間変化からおおよそ推定できるが、主成分軸上ではその時間的な変化がより明瞭に表現される。

4.6 初期湛水時の調査結果と第3回湛水時の調査結果との比較

寺山ダム初期湛水時に測定したラドン濃度の時間変化より推定した漏水経路は、次の4つに分類された³⁾。

- ①ダム右岸地山への経路
- ②ダム基礎断層系への経路
- ③ダム左岸地山への経路
- ④ダム左岸から監査廊 E 区間への経路

また、水質分析結果でも①、②、③の経路による貯水池水の浸入が推定された⁴⁾。表-4.4 に、初期湛水時および第3回目の湛水時における浸透経路の推定結果を示す。

初期湛水時と第3回湛水時の両方で浸透経路と推定された地点は、W1、WL2、WL4 である。しかし、初期湛水時では、WL2 と WL4 がラドン濃度とイオン濃度の両方から浸入の可能性が示されたのに対し、本調査では、いずれもどちらか一方から推定されるのみである。また、初期湛水時に浸透経路と推定されたが、第3回目の湛水では貯水池水の浸入の兆候が認められない地点も多い。

これは、第3回目の湛水では図-4.2 に示すように洪水期制限水位からの水位上昇であるために、初期湛水より水位変化幅が小さいこと、初期湛水以後貯水位は一定のレベル以下に下がることがないために、浸透経路に位置する採水地点には貯水池水が定常的に浸入していること等が原因である。

したがって、初期湛水時に浸透経路と判断され、今回の調査でラドン濃度あるいは水質の変化が認められなかった地点については、浸透経路としての可能性を否定することはできない。

また、ラドン濃度あるいは水質の変化は地下水の流動形態の変化を示すものであり、そのどちらかが変化した地点は浸透経路である可能性が高いといえる。

表-4.4 貯水池水の浸透経路の推定結果

地点	初期湛水時		第3回湛水時	
	ラドン濃度	イオン濃度	ラドン濃度	イオン濃度
BL1				濃度増加
BL2		□		□
BL5	○	-		-
BL7			○	
BL11	○	□		
BL15		□	○	
BL18	-	□		-
W1		□		□
WL2	○	□	○	
WL4	○	□		□
WL5	○			濃度増加

○：ラドン濃度が湛水後 2 Bq/l 以上低下した地点

□：電気伝導度あるいはイオン濃度の変化より浸透経路と推定された地点

-：欠測等で判定不可能な地点

図-4.2 の W3 の漏水量の時間変化にも示されるように、寺山ダムにおける漏水量は年とともに減少し、ダムは安定化に向かっていることは明らかである。本調査で浸透経路と推定された地点が初期湛水時に比べて少ないのは、この漏水量の減少も1因であると考えられる。

4.7 まとめ

初期湛水から2年経過した寺山ダムにおいて、水質調査を行うことにより、以下の事項が明らかになった。

- ①初期湛水時と第3回湛水時における水質調査データを比較検討した結果、過去2回の湛水によって貯水池水が周辺岩盤に浸透することにより湛水前後での水質の変化は初期湛水時より小さくなる。
- ②湛水前後での水質の変化が小さい場合にも、水質データを主成分分析手法を用いて整理することによりその変化が把握できる。
- ③主成分軸上において水質変化が明瞭に示された地点では、水質の総合的な指標と考えられる電気伝導度の変化も認められ、電気伝導度だけでも浸透経路の推定が概略可能である。

参考文献

- 1) 木村重彦、小前隆美：ダムの老朽度と漏水機構の簡便な実証的解析法、農土試技報、A14、pp.17-26、1971。
- 2) 木村重彦、熊谷善行、小前隆美：環境中の²²²Rnによるダム漏水の解析、大ダム、No.77、1976。
- 3) 向上拡美、北村孝海、笠博義、安井義英：ラドン濃度計測によるフィルダム初期湛水時における漏水経路の推定、第19回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集、pp.176-180、1987。
- 4) 中島重旗、下津昌司、塩崎功、北村孝海、向上拡美：水質の多変量解析によるロックフィルダム漏水経路の診断、地下水学会誌、第29巻、第4号、pp.171-182、1987。
- 5) 中島重旗、下津昌司、塩崎功、北村孝海、向上拡美：水質の多変量解析によるロックフィルダム漏水経路の診断—(その2)第3回湛水時における調査結果について—、地下水学会誌、第31巻、第19号、pp.19-30、1989。
- 6) 塩崎功、高木不折、松林宇一郎、向上拡美：ダム周辺の長期的地下水位および水質変動に関する一考察、水工学論文集、第40巻、pp.93-100、1996。
- 7) 能登勇二、安田正志：河川水質の総合的評価に関する研究、土木学会論文報告集、第338号、pp.79-88、1983。
- 8) 廣崎昭太：多変量解析法の水質評価への応用、工業用水、第319号、pp.33-45、1985。
- 9) 近藤邦男、清家泰、伊達善夫：主成分分析を用いた汽水湖中海下層の水質解析、水質汚濁研究、Vol.18、No.12、pp.808-815、1985。
- 10) 中島重旗、松並裕子、小田泰史：多変量解析法による阿蘇火山流域河川の汚濁評価、水質汚濁研究、Vol.10、No.2、pp.105-114、1987。

- 11) 乙間末広、中杉修身：観測井水質の多変量解析による地下水汚染の状況把握、水質汚濁研究、第12巻、第2号、pp.105-111、1989.
- 12) 森田誠也、嶋田純、長久：深部結晶質岩中の地下水の化学的特性とその挙動（その1）—岩手県釜石鉾山大峰地域における地下水の水質と分類—、応用地質、第32巻、第4号、1991.
- 13) 安池慎治：多変量解析を用いた地下水の混合状況の推定方法の開発—結晶質岩体内の地下水水質データへの適用—、地下水学会誌、第36巻、第4号、pp.405-422、1994.
- 14) 尾方伸久、若松尚則、梅田浩司、柳澤孝一：河川水の流量および水質による表層部の地下水流動の推定—岐阜県東濃地域におけるケーススタディー—、応用地質、第36巻、第1号、pp.2-13、1995.
- 15) 永井茂：地盤沈下地帯における地下水の水文化的研究—主として取手、竜ヶ崎市周辺地域—、工業用水、第321号、pp.23-34、1985.
- 16) 奥野忠一ほか：工業における多変量データの解析、日科技連、1986.

第5章 水質および環境中の同位体を利用したアーチダム・コンクリートダム初期湛水時の地下水調査—岐阜県川浦ダム・川浦鞍部ダム—

5.1 はじめに

本章は、環境中の地下水に含まれるトリチウム、酸素-18、重水素の同位体を含む天然地下水中の種々の水質データを用いてダム初期湛水時の浸透経路と調整池水の流下時間を推定し、地下水流動を評価する上での水質データの利用方法について検討したものである。

5.2 調査地域の概要

調査対象地域である奥美濃水力発電所は、岐阜県の西部、福井県との県境近く、岐阜市の北方約40kmにおいて建設された出力150万kwの純揚水式発電所である。上部調整池には、木曾川水系板取川の最上流、西ヶ洞谷川にドーム型アーチ式コンクリートダムである川浦ダムおよび重力式コンクリートダムである川浦鞍部ダムが建設され、下部調整池には、根尾東谷川の最上流部にゾーン型ロックフィルダムである上大須ダムが建設された。

水質調査は、上記3ダム周辺の漏水、地下水を対象にして実施され、本報告では、このうち主に川浦ダム、川浦鞍部ダムにおける調査結果について述べる。ダムおよび調整池の諸元を表-5.1に示す。

川浦ダムサイトの地質は、中生代白亜紀の面谷流紋岩で、一部に小規模ながらヒン岩の貫入が認められる。流紋岩には石英・長石の斑晶が認められ緻密である。岩相は変化に富み、角礫質・凝灰質・玻璃質を呈する。岩石は一般に地表付近では風化の影響でやや軟質化しているが、深部ほど新鮮かつ堅硬である¹⁾。川浦ダム標準断面図を図-5.1に示す。

表-5.1 ダムおよび調整池の諸元

ダム	川浦ダム	川浦鞍部ダム
形式	アーチ式コンクリートダム	重力式コンクリートダム
堤高	107.5m	40.0m
堤頂長	341.2m	95.0m
堤体積	400,000 m ³	26,000 m ³
調整池	流域面積	2.5 km ²
	湛水面積	0.38 km ²
	総貯水容量	17,200,000 m ³
	有効貯水容量	9,000,000 m ³
	常時満水位	EL.1015.0 m
	低水位	EL. 988.5 m
利用水深	26.5 m	

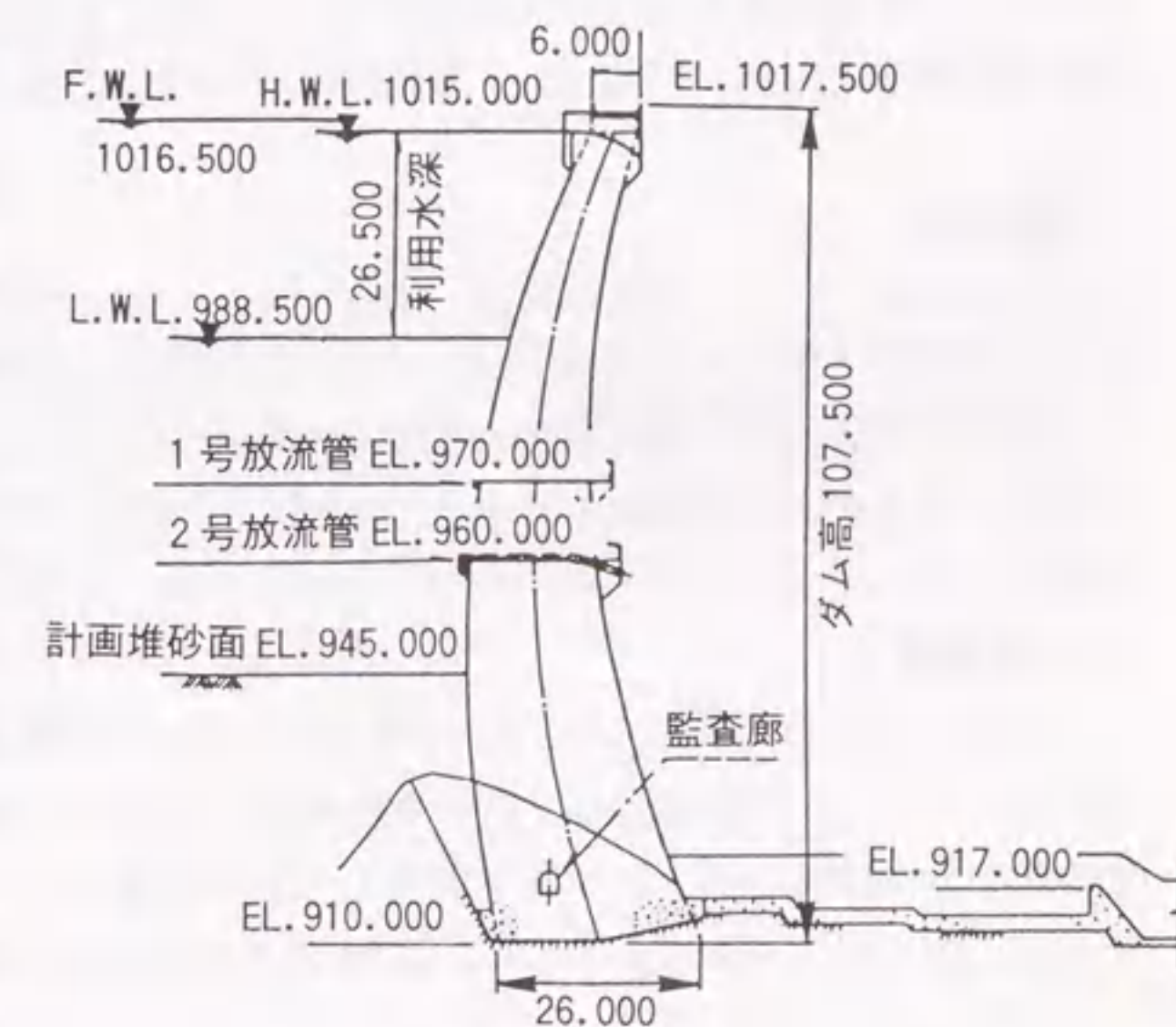


図-5.1 川浦ダム標準断面図



図-5.2 川浦ダム・川浦鞍部ダム採水地点位置図

5.3 水質調査

(1) 調査場所

水質調査は、調整池水、沢水、監査廊内水量水圧計からの湧水、地下水位観測孔の地下水、水抜きトンネル内湧水ならびに川浦ダム・上大須ダム管理所において1ヶ月間隔で採水された降水を対象とした。川浦ダム、川浦鞍部ダム周辺の採水位置を図-5.2に示す。

(2) 調査項目

調査項目は、pH、電気伝導度、水温、 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 SiO_2 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 、 NO_3^- 、ラドン、トリチウム、酸素-18、重水素である。酸素-18と重水素の分析結果は同位体測定用の国際標準海水試料(SMOW)との比偏差値 ($\delta^{18}\text{O}$ 、 δD : 単位‰) で示し、トリチウム濃度はトリチウムユニット (TU) で表現した。

(3) 調査期間

川浦ダム・川浦鞍部ダムは、1993年10月1日に試験湛水を開始し、1994年12月に満水位を迎えている。水質調査は、湛水開始直後の1993年10月から開始され、1995年10月までの約2年間実施された。イオン濃度とラドンはほぼ2ヶ月に1回の頻度で調査され、トリチウム、酸素-18、重水素の調査は1994年5月と1995年4月の2回行われた。

5.4 調査結果

調査期間中における降水量、積雪深、気温、漏水温度、貯水位、漏水量の時間変化を図-5.3に示し、地下水位の時間変化を図-5.4に示す。また、ラドン濃度、pH、電気伝導度、硝酸イオン濃度、ケイ酸濃度の時間変化を図-5.5~図-5.9に示し、主な採水地点のイオン濃度の時間変化をヘキサダイアグラムで表示したものを図-5.10に示す。図-5.3~図-5.10より、本ダム周辺の地下水流動に関して以下の事項が示される。

(1) 漏水量

図-5.3に示すように、本ダムの漏水量は河床部全体で数10 l/minと少なく、貯水位の変化に支配されて増減している。1995年春頃から漏水量は若干減少傾向にある。

(2) 地下水位

川浦ダム下流側の3本の地下水観測孔のうち、WLL1の水位が1994年春頃から上昇し、貯水位に比べてその水位は低いものの貯水位と連動した変化を示している。川浦鞍部ダム左岸地下水位観測孔では、B8が貯水位とほぼ同レベルで連動し、B7およびAG1の水位も貯水位よりは20m以上低いレベルであるが、貯水位に連動した変化を示している。

(3) ラドン濃度

地下水中のラドンが親核種である岩石中ラジウムの放射性崩壊と平衡に達した時の濃度を C_{eq} 、 λ を減衰定数 ($\lambda = (\ln 2)/T_R$ 、 T_R は半減期) とすると、岩盤内に t 時間滞留している地下水中のラドン濃度 C は次式で示される²⁾。

$$C = C_{eq}(1 - e^{-\lambda t}) \quad (5.1)$$

式(5.1)より、流路長が長い場合あるいは流速が遅いときには岩盤中での滞留時間が長くなり、ラドン濃度 C は一定値に近づくことがわかる。これは、滞留時間が長いと岩石からの放出量と放射性減衰が平衡に達してしまうためである。本ダムでは、図-5.5に示すように湛水によりラドン濃度が低下する地点は無く、地下水流速が湛水により変化しても、ラドン濃度が減少する流速範囲にまで達していないと考えられる。

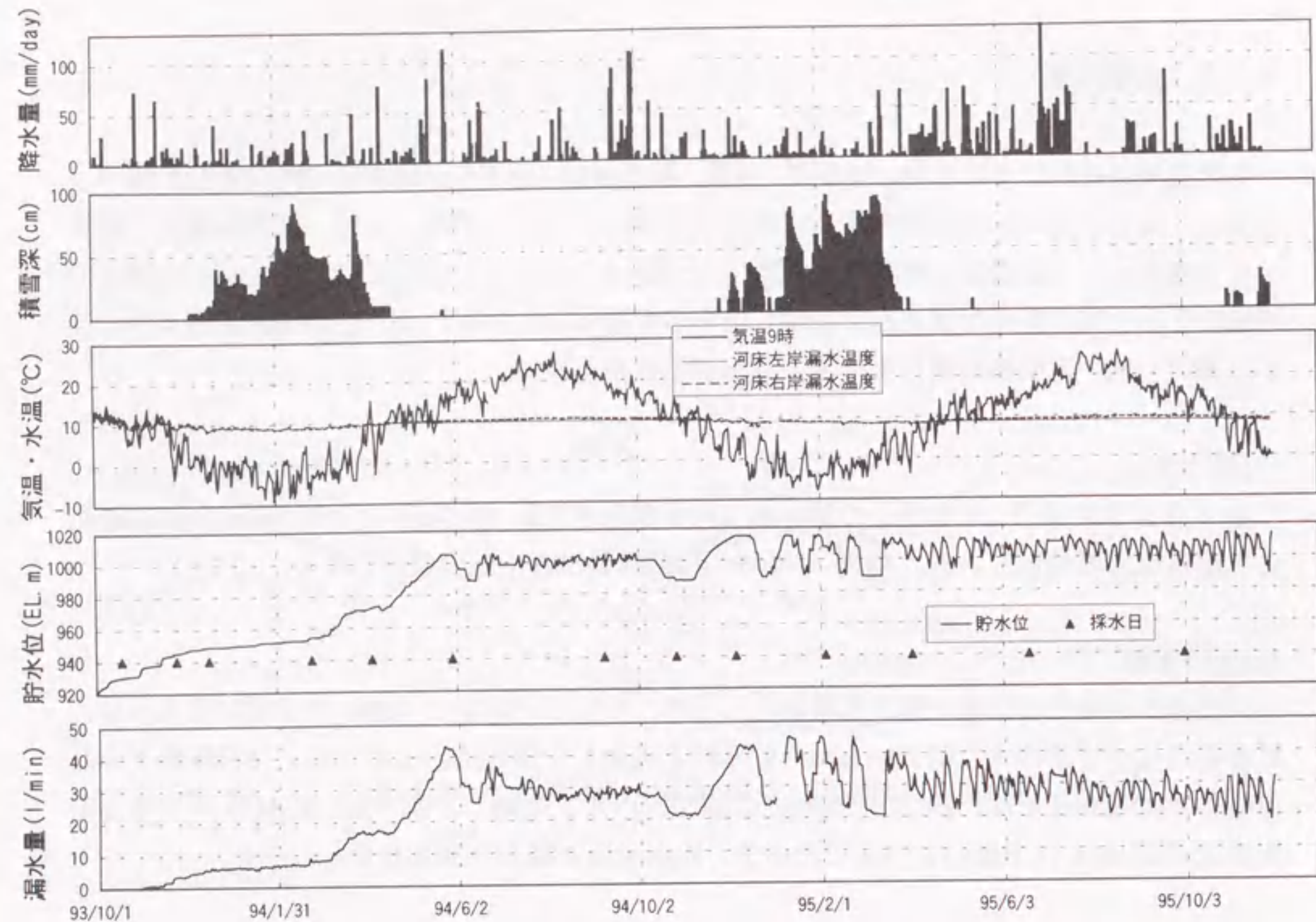


図-5.3 降水量、積雪深、気温、漏水温度、貯水位、漏水量の時間変化

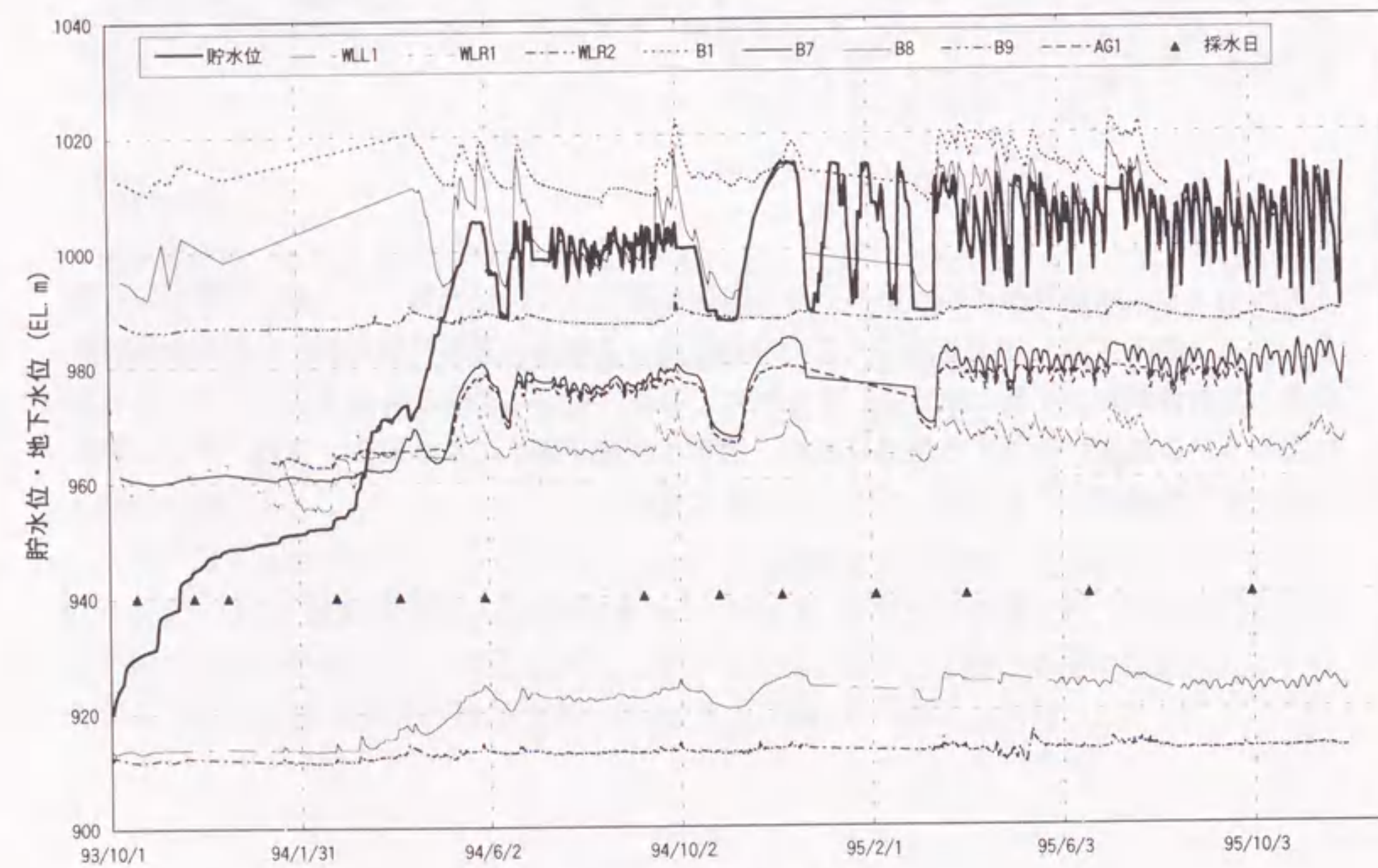


図-5.4 地下水位の時間変化

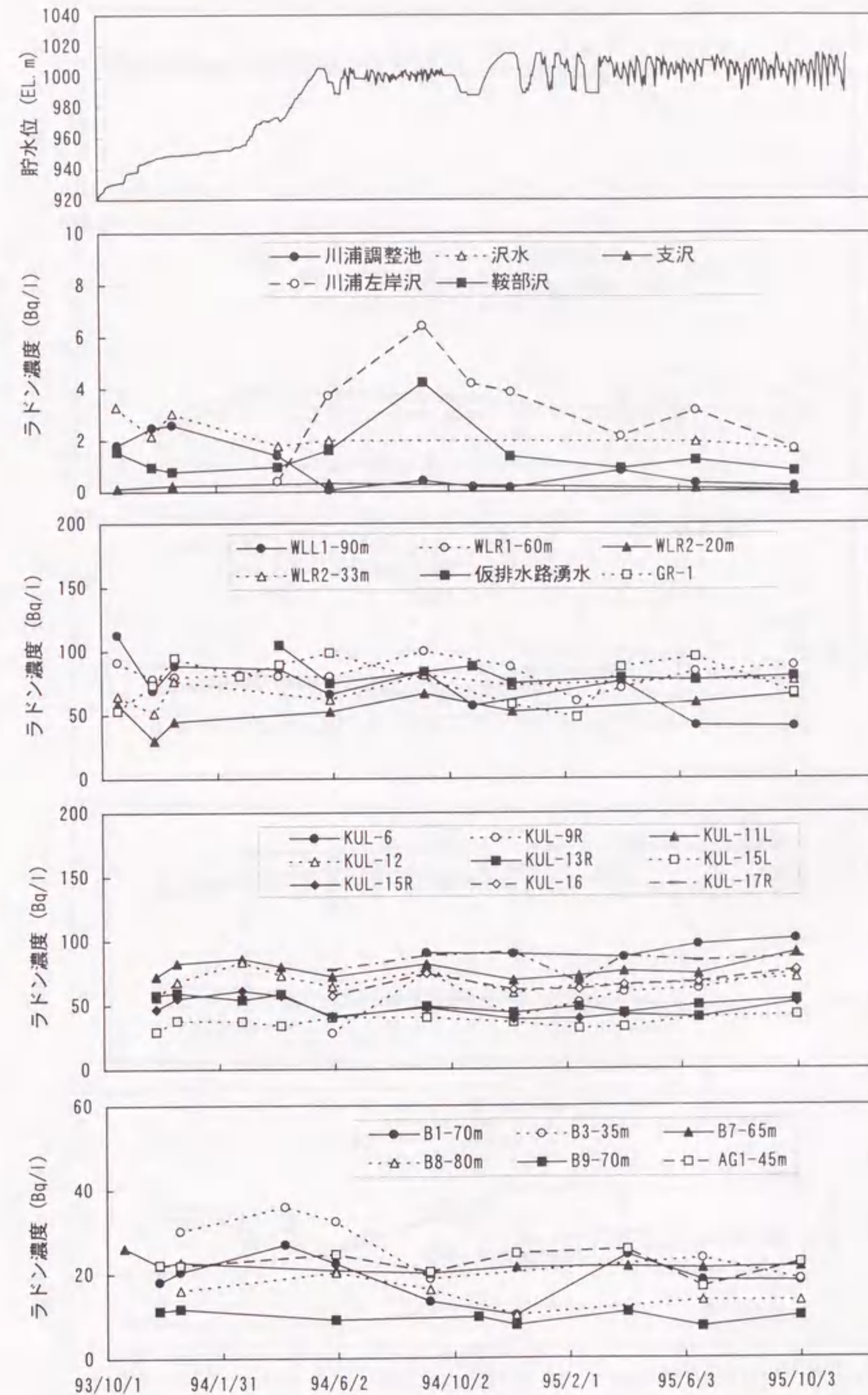


図-5.5 ラドン濃度の時間変化

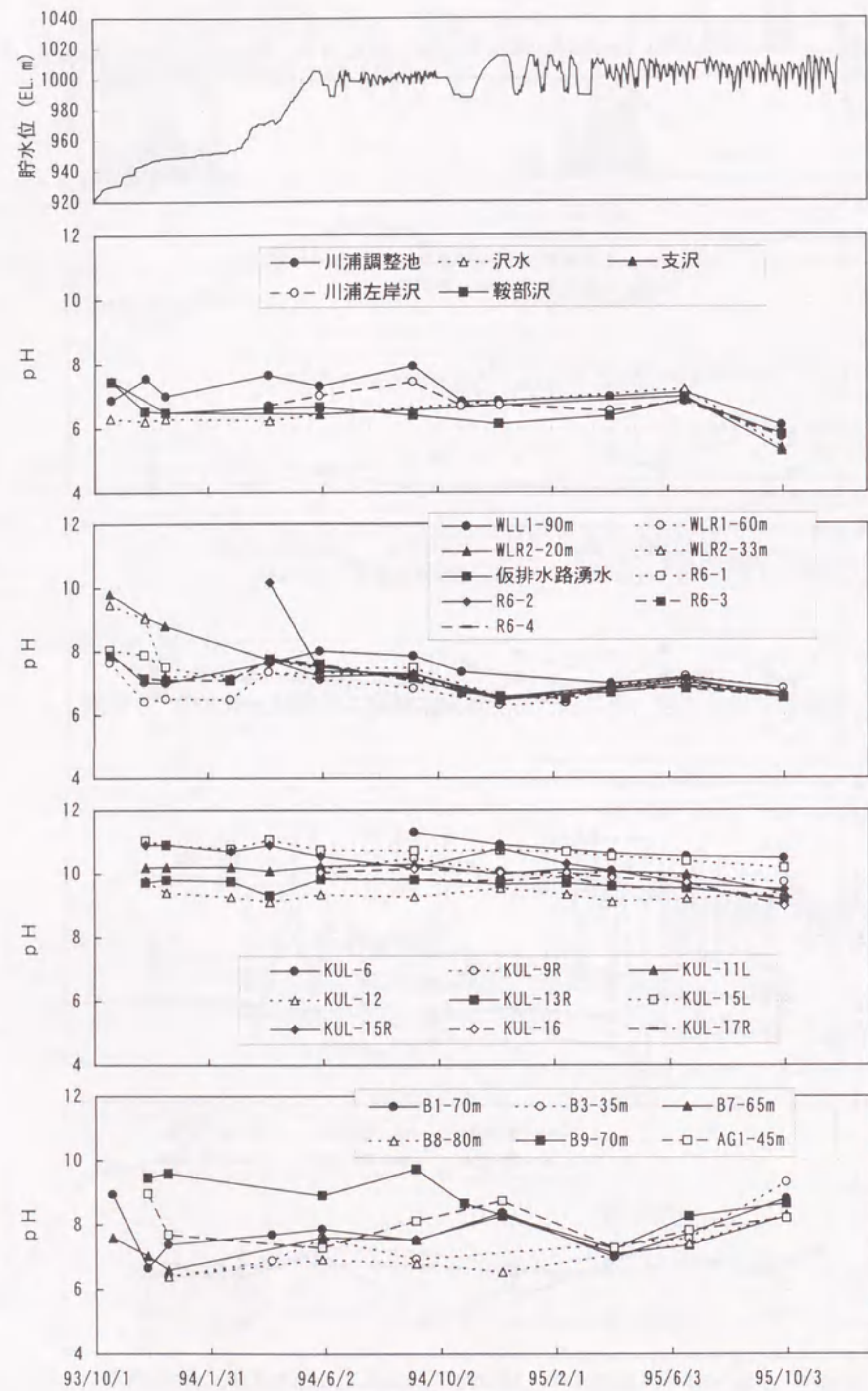


図-5.6 pHの時間変化

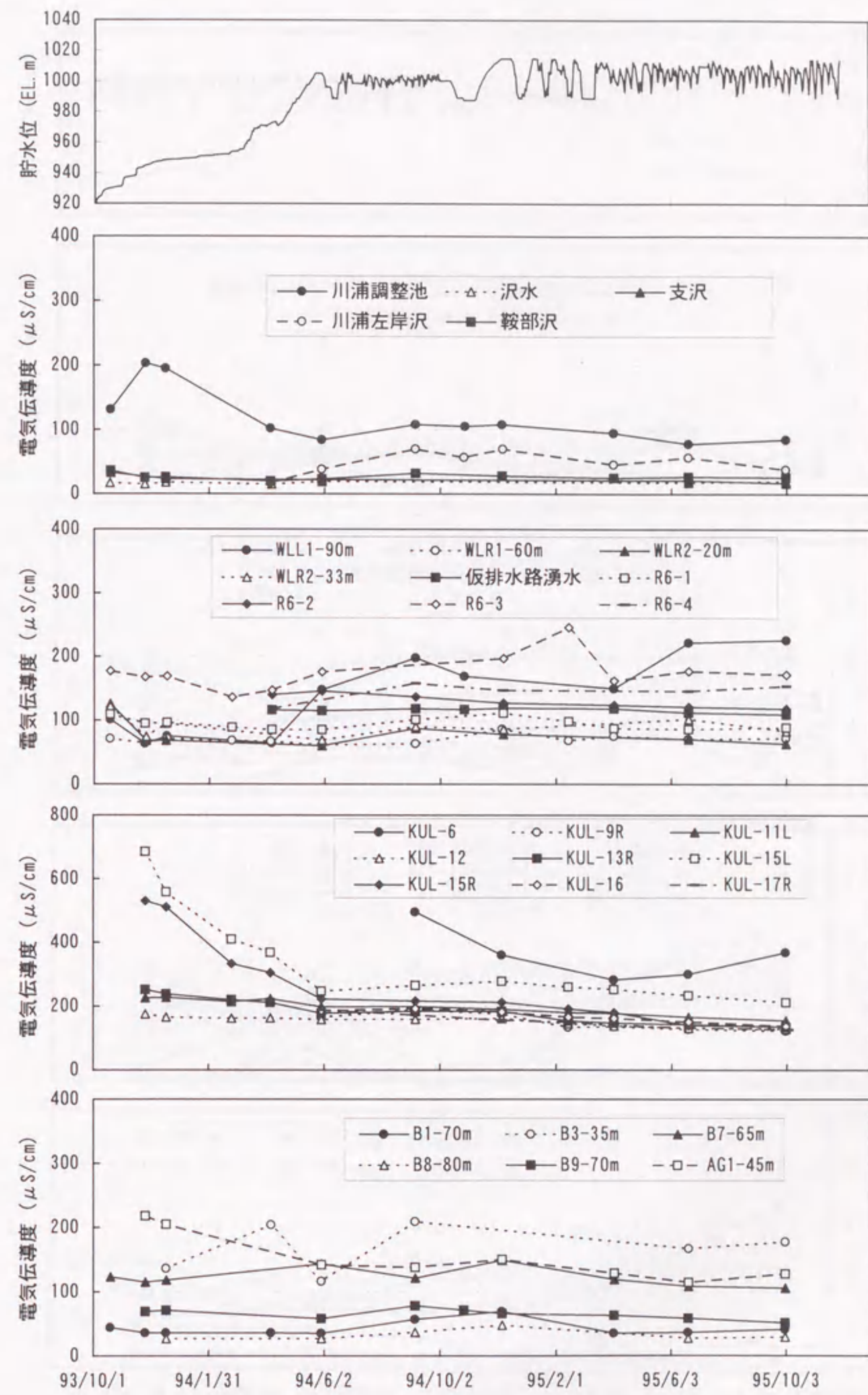


図-5.7 電気伝導度の時間変化

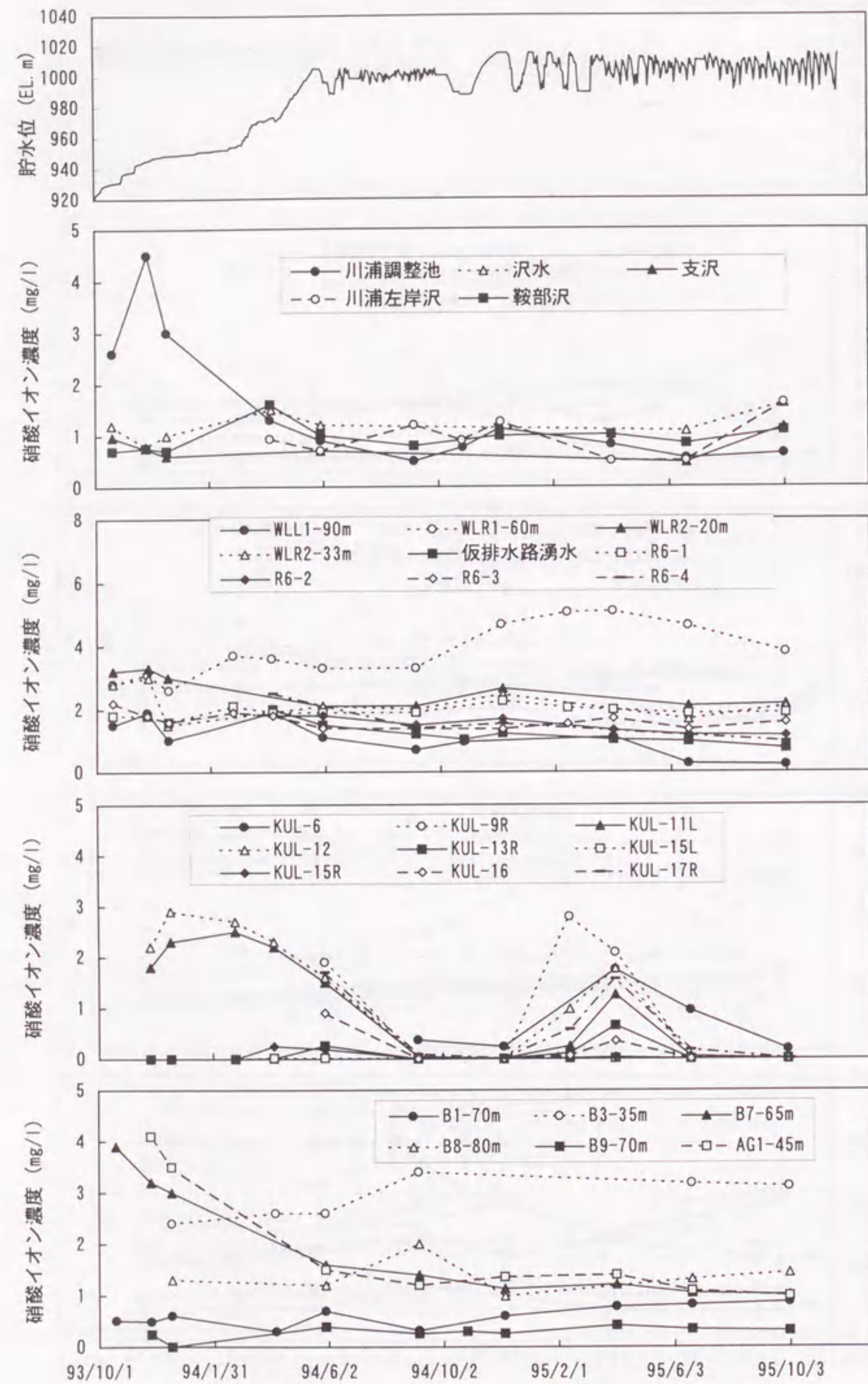


図-5.8 硝酸イオン濃度の時間変化

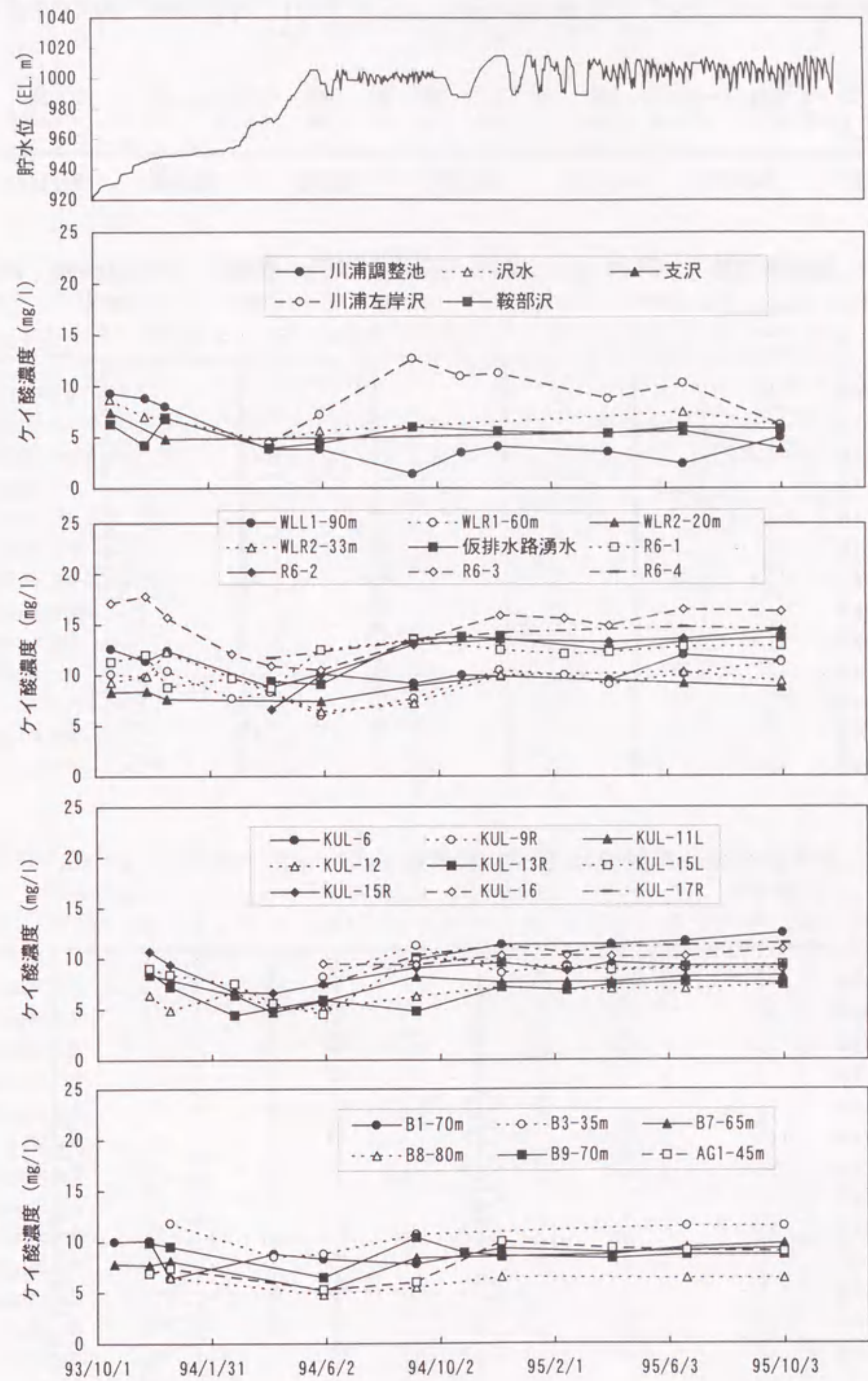


図-5.9 ケイ酸濃度の時間変化

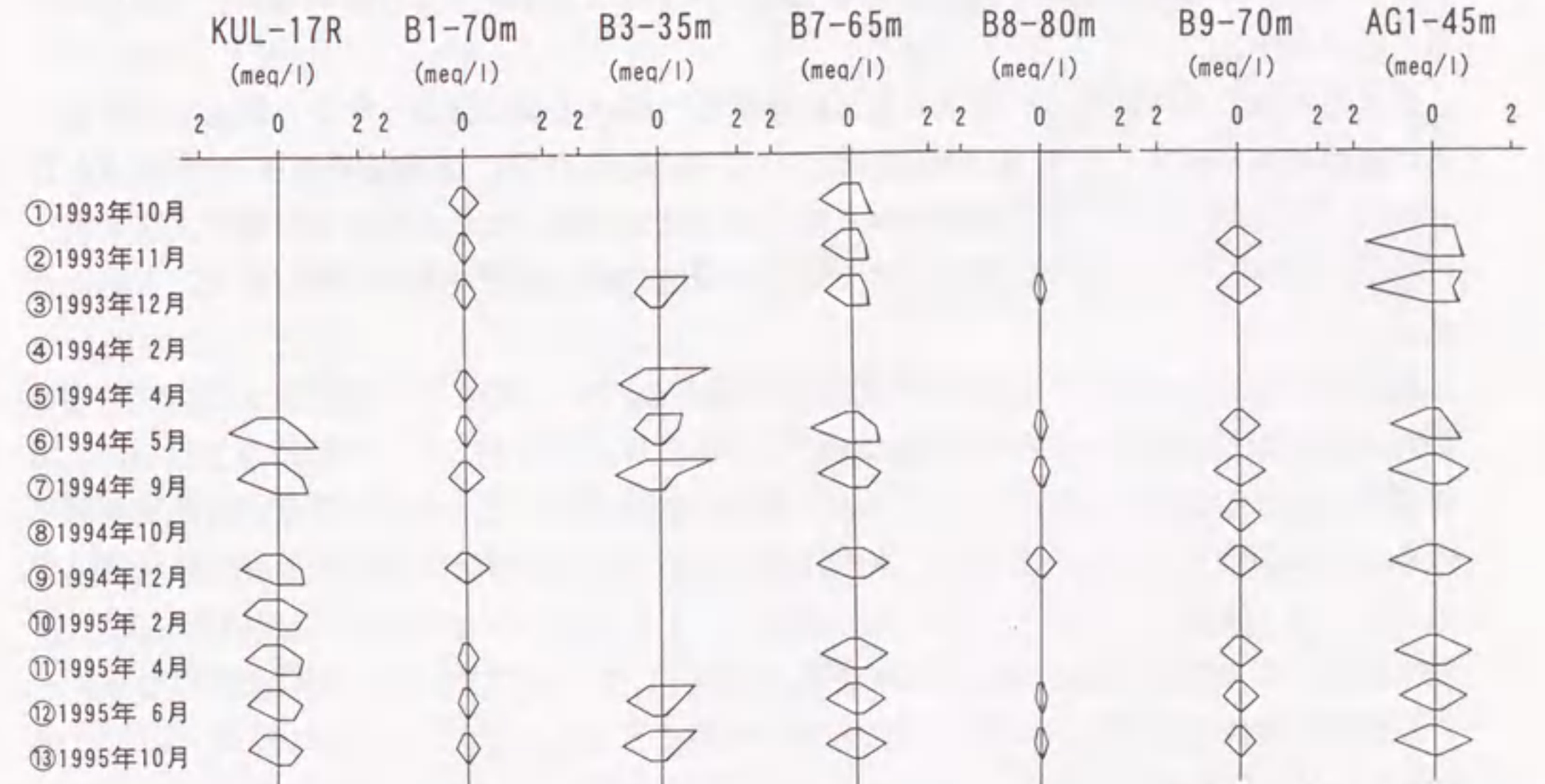
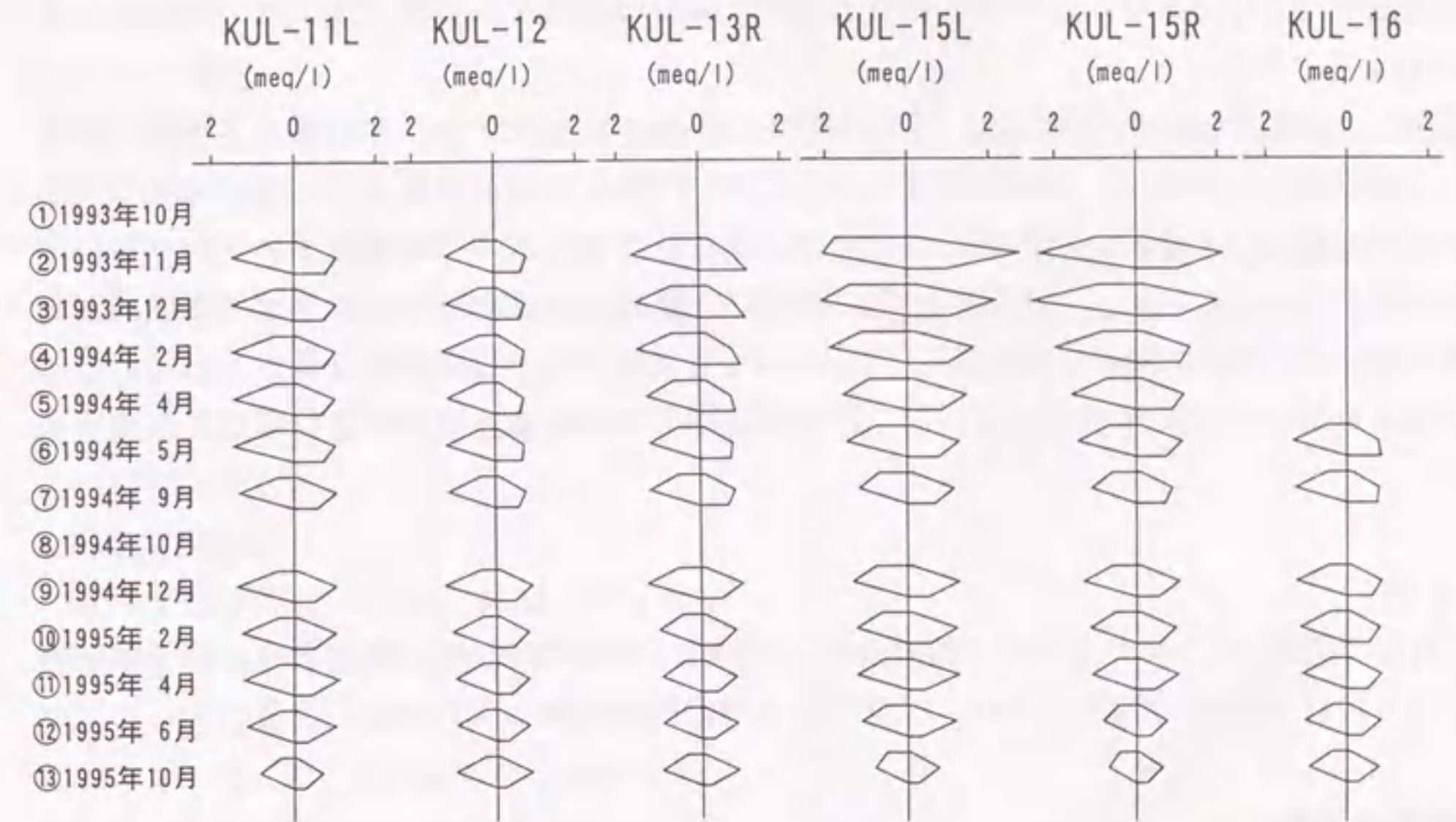
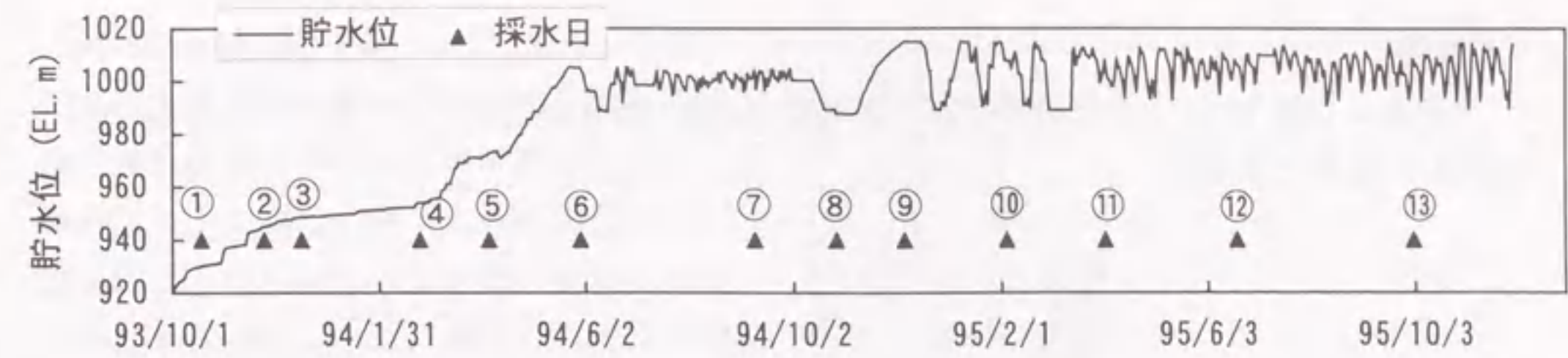
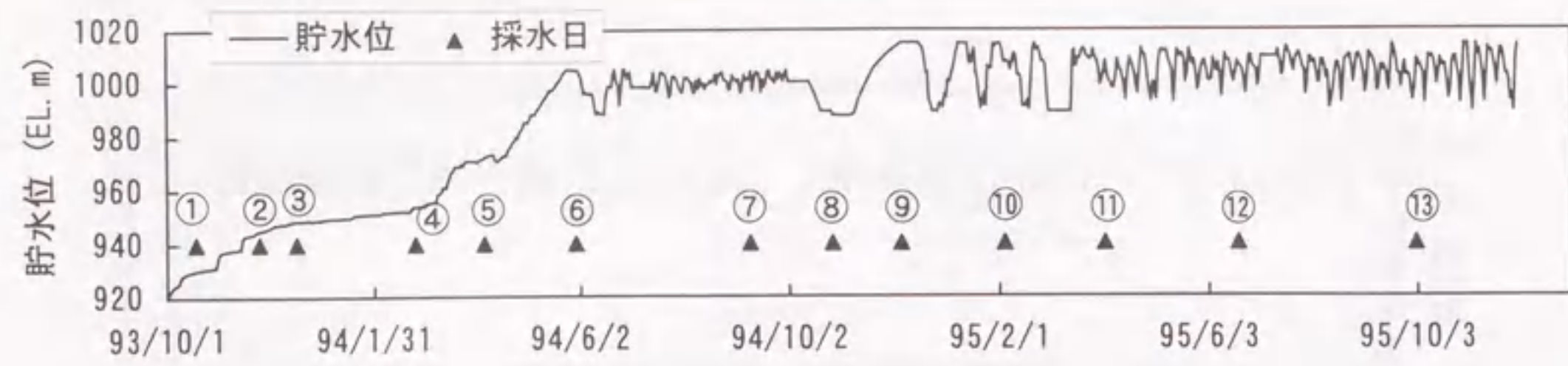


図-5.10(1) イオン濃度のヘキサダイアグラム

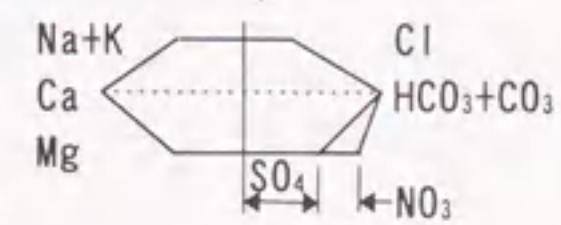
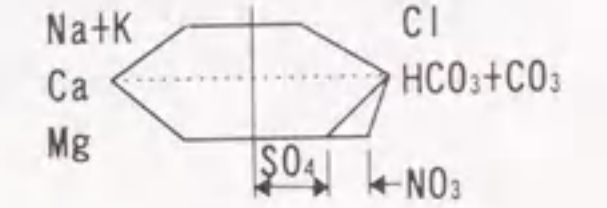


図-5.10(2) イオン濃度のヘキサダイアグラム



(4) 水温

地表面より数 10m 下の恒温層の地下水温度 T_e は、式(5.2)に示すように年平均気温 T_a に比例した温度となる³⁾。

$$T_e = 0.83 T_a + 3.7 \quad (5.2)$$

川浦ダム管理所において測定された 1993 年 10 月 1 日から 2 年間の定時 9 時の気温データの平均値は 9.4℃であり、この値を式(5.2)に代入すれば川浦ダム近傍の地下水の恒温層の温度は 11.5℃となる。

しかし、初期湛水直後の漏水量が少ない期間を除いた 1993 年 12 月 1 日から 2 年間の漏水温度の最大値と最小値は、右岸河床部で 10.6℃と 7.8℃、左岸河床部で 10.1℃と 8.0℃である。その変動幅は小さく、平均的には上記で試算された地下水の恒温層温度より約 2℃程度低い温度となる。これは、川浦調整池内の取水口（標高 EL.962.9m）より下部に温度躍層が形成され、河床部の水温が年間を通じて約 7~8℃と低くかつ一定の温度を保っているために、下流漏水の温度が地表面の気温ではなく調整池底部の水温によって規制されているためである。

(5) pH

pH は、図-5.6 に示すように、調整池水、河川水では概ね 6~8 の間にある。監査廊内の湧水の pH は 9~11 の範囲にあり、グラウチングの影響が残っているといえる。

(6) 電気伝導度

図-5.7 に示す電気伝導度の時間変化を見ると、各採水ポイントで特徴的な変化を示していることが分かる。

監査廊内水量水圧計からの湧水の電気伝導度は、湛水初期に高かったが、湛水の進行とともに調整池水が混入して電気伝導度が低下している。しかし、湛水開始から 2 年経過した 1995 年 10 月時点でも、まだ調整池水と同じ値にはなっていない。また、川浦ダム左岸ボーリング孔である WLL1 では、湛水により電気伝導度の高い滞留地下水が押し出されていると考えられる。

鶴巻⁴⁾は、日本の河川水・湧水の電気伝導度 EC と $T_i = [\text{陽イオン当量} + \text{陰イオン当量}] / 2$ (単位: meq/l) との関係、勾配約 0.01 の直線で近似している。図-5.11(1)は、川浦ダムにおける電気伝導度 EC と、上記の T_i との関係を示したものであるが、高濃度領域でばらつきが大きくなっている。地下水中に含まれている溶存成分と電気伝導度との関係はその成分により異なり、陰イオンの当量伝導度（イオン濃度 1meq/l 当たりの電気伝導度）は、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 CO_3^{2-} が大きく、 HCO_3^- が最も小さい⁵⁾。グラウチングの影響を受けた高アルカリの監査廊内湧水では、炭酸物質に占める CO_3^{2-} の割合が大きくなるために、 HCO_3^- と CO_3^{2-} の当量伝導度の差によって上記のばらつきが生じているものと考えられる。

図-5.11(2)に示すように、pH>11 の高アルカリの地下水を除けば、イオン濃度の総量と電気伝導度とはほぼ比例関係にある。これより、高濃度の地下水への調整池水の混入のような単純な水質変化を簡単に把握するための指標として、電気伝導度は有効であるといえる。

(7) イオン濃度

ダム初期湛水時には、地下水に調整池からの浸透水が加わるために、地下水中のイオン濃度は大きく変化する。したがって、ダム湛水前後での継続的な水質調査を実施することにより、その時間変化から湛水による影響が顕著に現れる地点を検出することが可能になる。

(a) 川浦調整池

湛水開始初期に一時的に高濃度のイオンが検出されたが、1994 年春よりイオン濃度はほぼ一定になり、炭酸カルシウム型の水質となっている。また、調整池内の硝酸イオン濃度は、湛水初期は高かったが、湛水による希釈効果により時間とともに減少している。

(b) 川浦ダム下流ボーリング孔

図-5.4 に示すように、右岸の WLR1 および WLR2 の地下水位変動は、貯水位の変動とはほとんど無関係であり、イオン濃度の変化も認められない。したがって、水位変動からは湛水による影響はないように見える。しかし、WLR1 の硝酸イオン濃度は 1994 年から 1995 年にかけて一旦増加した後、減少している。WLR1 の硝酸イオン濃度の最大値は約 5mg/l と調整池水の硝酸イオン濃度の最大値よりも高く、調整池水の到達による濃度増加とは考えられない。したがって、この濃度増加は WLR1 と調整池との間に滞留していた高濃度の硝酸イオンを含む地下水が、湛水により下流側に押し出されたことを示している。

左岸側の WLL1 のにおいても、湛水による滞留地下水の押し出し現象によりイオン濃度が増加しているが、湛水開始後 2 年経過した 1995 年 10 月においてもイオン濃度の低下は認められず、調整池水は到達はしていないと考えられる。

左岸側の WLL1 のにおいても、湛水による滞留地下水の押し出し現象によりイオン濃度が増加しているが、湛水開始後 2 年経過した 1995 年 10 月においてもイオン濃度の低下は認められず、調整池水は到達はしていないと考えられる。

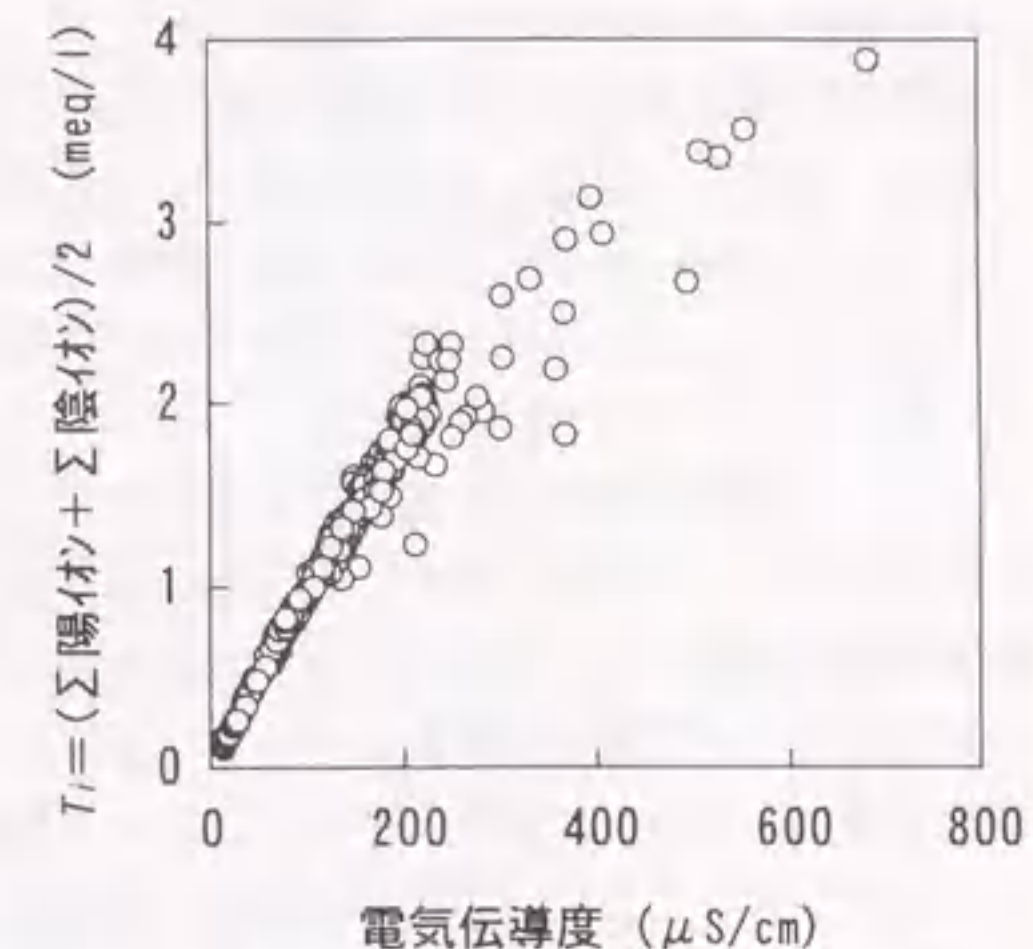


図-5.11(1) イオン濃度当量と電気伝導度との関係

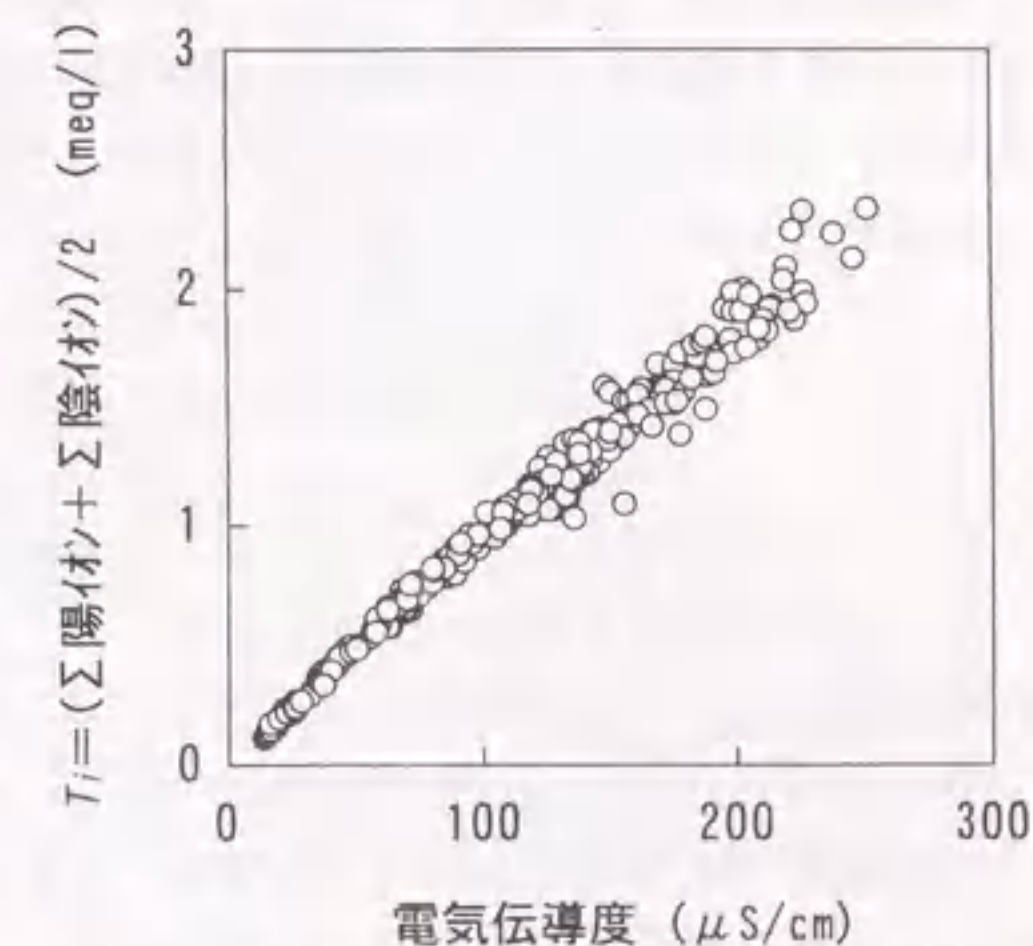


図-5.11(2) イオン濃度当量と電気伝導度との関係 (pH>11 のサンプルを除く)

(c) 監査廊内湧水の主要イオン濃度

監査廊内湧水の主要イオン濃度の時間変化を以下のように評価する。

通常、岩盤内に浸透した地下水は、岩石の溶解、沈澱、吸着、イオン交換、酸化還元反応等の化学反応を伴いながら流動する。ダムにおける浸透現象のように地山の地下水に調整池水が混合するような単純な混合現象であっても、厳密には流路における上記の化学反応を考慮しなければならない。

しかし、地球化学分野において主要鉱物の溶解反応速度の測定が行われているが、反応中間生成物の同定が困難であり、実地盤ではpHや共存イオン等の環境条件や岩石と水との接触面積等の影響があるために、天然現象を定量化できるレベルには達していない⁶⁾。イオン交換反応についても室内実験レベルで化学反応のモデル化が着手された段階であり⁷⁾、実地盤を対象にしたモデル化には至っていないのが現状であるといえよう。

したがって、ここでは監査廊内湧水の水質変化を、ある一定濃度を有する地下水中に、濃度の低い調整池水が混入することによって濃度が低下する現象として捉える。

まず、それぞれの観測地点のイオン濃度を、 $T_i = [\text{陽イオン当量} + \text{陰イオン当量}] / 2$ (単位: meq/l) に換算する。次に、湛水前の地山地下水のイオン濃度を、測定されたデータのうち最も高濃度の値と仮定し、調整池水のイオン濃度を、初期湛水直後の高濃度のデータを除いた平均値として、イオン濃度の最大値が1、調整池の濃度が0となるように式(5.3)で基準化する。

$$C_i = (T_i - T_{iR}) / (T_{iM} - T_{iR}) \quad (5.3)$$

ここで、 C_i : 基準化したイオン濃度、 T_{iM} : 監査廊内湧水のイオン濃度 T_i の最大値 (meq/l)、 T_{iR} : 調整池水のイオン濃度 T_i の平均値 (meq/l) である。

この結果、図-5.12に示すような基準化したイオン濃度の時間変化が求められる。ここで、貯水位が採水地点の標高より高くなった時期を起点とし、基準化したイオン濃度が0.5となったときを調整池水の到達とみなせば、表-5.2に示す調整池水の平均的な流下時間が求められる。これより、調整池水の流下時間は7~20ヶ月であることが示される。

上記のイオン濃度の変化から求めた流下時間を用いれば、表-5.3に示す流下距離、動水勾配、岩盤の有効間隙率のデータから流路の透水係数を試算できる。

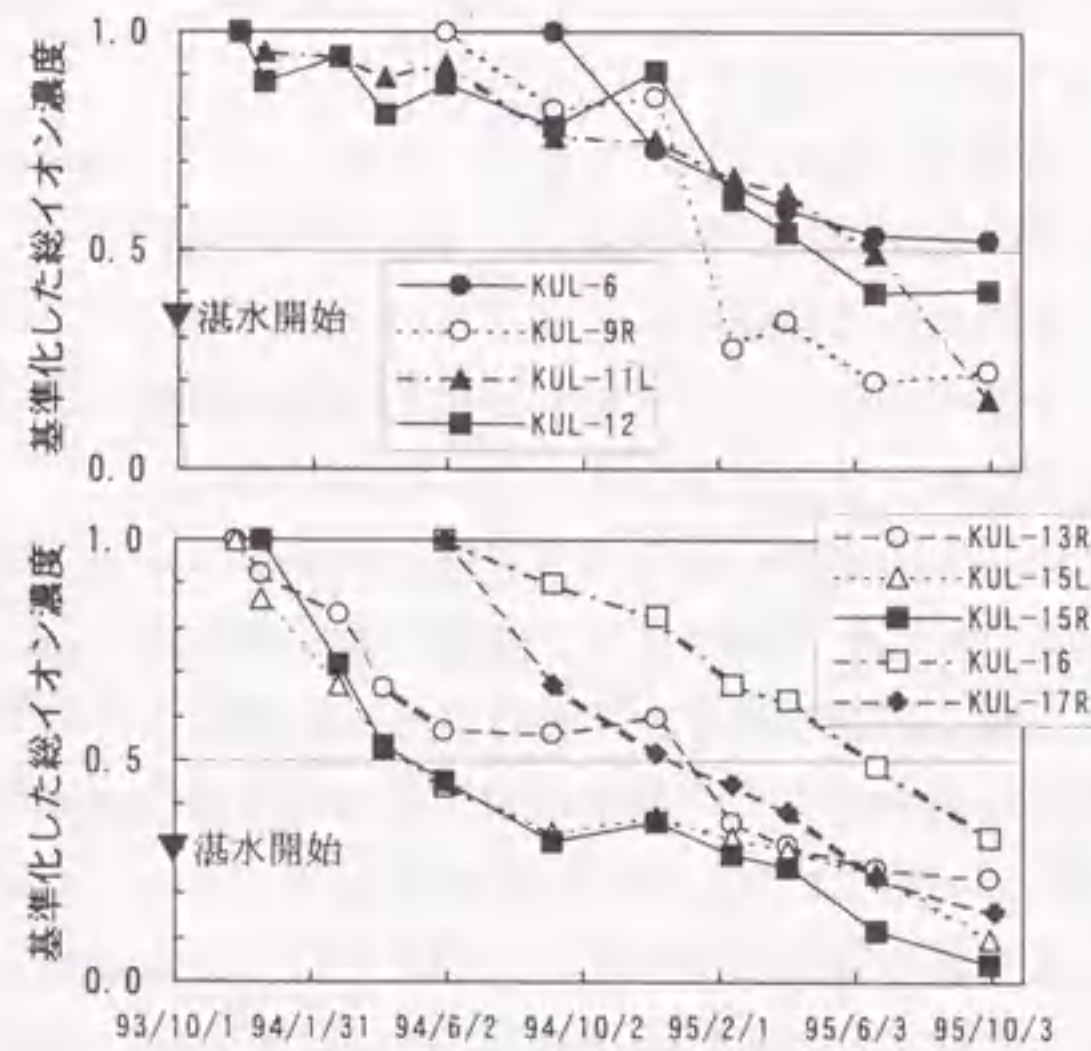


図-5.12 基準化した総イオン濃度の時間変化

表-5.2 主要イオン濃度および硝酸イオン濃度から推定された調整池水の流下時間

観測地点	観測地点の標高 (EL.m)	貯水位が観測地点の標高に達した時期	主要イオン濃度の時間変化から求めた流下時間 (month)	硝酸イオン濃度の時間変化から求めた流下時間 (month)
KUL-6	959.0	94/3/9	19	13
KUL-9R	930.0	93/10/18	14	15
KUL-11L	917.0	93/10/1	20	18
KUL-12	916.5	93/10/1	18	18
KUL-13R	916.5	93/10/1	15	18
KUL-15L	916.5	93/10/1	7	判定不可
KUL-15R	918.0	93/10/1	7	判定不可
KUL-16	926.5	93/10/9	20	18
KUL-17R	940.5	93/11/14	12	16

表-5.3 透水係数の試算に用いた物性値

上流側水位	EL.934m	湛水直後の水位変化が小さい時期の貯水位(EL.950m)と監査廊底盤標高(EL.917m)の平均水位 (図-5.3参照)
下流側水位	EL.917m	河床部監査廊底盤標高で大気圧解放
流下距離	10m	図-5.1のダム上下流方向断面図参照
動水勾配	1.7	(934-917)/10
有効間隙率	5~10%	流紋岩と同じ多孔質火山岩である玄武岩の間隙率 ⁸⁾

調整池から監査廊内までの最短の流下時間7ヶ月の場合、有効間隙率を0.05~0.10とすれば、透水係数は $1.6 \sim 3.2 \times 10^{-6} \text{cm/sec}$ となる。これは、本地点のカーテングラウチングの改良目標値である1ルジオンと比較してもさらに小さな値であり、本ダム基礎岩盤は基礎処理によって十分改良されているといえよう。

(d) 監査廊内湧水の硝酸イオン濃度

図-5.8の監査廊内湧水の硝酸イオン濃度の変化は、濃度減少→濃度増加→濃度減少という変化を示しているが、これは以下のような段階的な地下水の押し出しを伴う流動現象によるものと考えられる。

- ① 湛水開始により、基礎岩盤中にあった地表面近傍の硝酸イオン濃度の高い地下水が監査廊内に押し出される。
- ② ダム基礎深部に滞留していた硝酸イオン濃度の低い地下水が到達する。
- ③ 湛水初期に調整池内に貯留していた数mg/l程度の硝酸イオンを含む調整池水が到達する。
- ④ 硝酸イオン濃度が低くなった調整池水が到達する。

近年、肥料等による地下水の硝酸イオン汚染が多く報告されている⁹⁾¹⁰⁾。しかし、ダム湛水時の調査に利用するという立場に立てば、イオン電極を用いて現場で測定することも可能である硝酸イオンは、地下水の流動を示す天然のトレーサとして利用できる可能性がある。上

記に示した湛水による押し出し現象を仮定し、監査廊内湧水の硝酸イオン濃度の時間変化から調整池水の流下時間を求めると、表-5.2に示すように13ヶ月~18ヶ月となり、主要イオン濃度の変化から求めた流下時間にほぼ一致する。

(e)川浦鞍部ダム左岸地下水位観測孔

川浦鞍部ダムの地質は、右岸側が川浦ダム同様流紋岩であり、左岸側は砂岩・頁岩が主体となっている。左岸側の尾根部はやせ尾根であることから、この尾根部を浸透経路とする漏水が懸念されたため、左岸地山には地下水調査用のボーリング孔が数本設置されている。

この中で、B7、AG1における水質の変化に着目したい。これらの地点は、ヘキサダイアグラムに示されるように、湛水初期は重炭酸イオンより硫酸イオン濃度が高かったが、湛水開始後は硫酸イオン濃度が減少し重炭酸イオン濃度が増加して調整池と同じ炭酸カルシウム型の水質に変化している。同時に、硝酸イオン濃度の低下も示されている。これらの変化は、B7、AG1への調整池水の到達を示すものである。

図-5.4に示すように上記のB7、AG1の各ボーリング孔の水位は、貯水位より20m以上低いレベルにあるが、調整池水によるイオン濃度の変化が示されている。一方、貯水位とほぼ同じ標高で水位が連動しているB8では、湛水後も水質の変化は観察されず、調整池水が到達しているとは考えられない。これは、B8のボーリング孔と調整池との間には連続した亀裂が存在しているために水圧は伝播しやすいものの、B8より下流側が閉塞状態にあるために実際の水の移動がほとんどないことを示している。

松本・北村¹⁴⁾は、監査廊内で測定された間隙水圧と漏水量のデータを比較し、ダム基礎の間隙水圧とその近傍の浸透流量とは必ずしも関係付けられないことを示している。これは、岩盤内に下流端が閉塞された水みちが存在する場合、実際に水の移動がない状態でも水圧が伝播するためである。監査廊内湧水のように流量測定が可能な測点では、湛水時の流量からその岩盤の透水性が推定できる。しかし、ダム周辺の岩盤内に設置された地下水位観測孔では浸透流量を直接測定することはできないので、水圧や水位のデータから岩盤の透水性を把握することは不可能である。このような場合、水質データを利用すれば、直接的に地下水の流動を捉えることが可能となる。

(8)トリチウム

ダム湛水時の調査において、地下水中のトリチウム濃度が降水中トリチウム濃度の変動範囲より低い場合は、調整池内の水がまだその地点にまで達していないということを示す確実な証拠となる。しかし、一般のダム現場における地下水調査では、数10メートル程度の深さまでの地下水しか対象にしないために、降水中のトリチウム濃度レベルより低い値が観測されることは稀である。本地点でも観測されたトリチウム濃度は、2.9~6.6 TUと近年の降水中トリチウム濃度の変動範囲内¹²⁾にあるために、トリチウム濃度から地下水の滞留時間に関する情報を得ることはできなかった。

(9)酸素-18、重水素

酸素-18 ($\delta^{18}\text{O}$)、重水素 (δD) の安定同位体は、トリチウム同様、ダム近傍の地下水

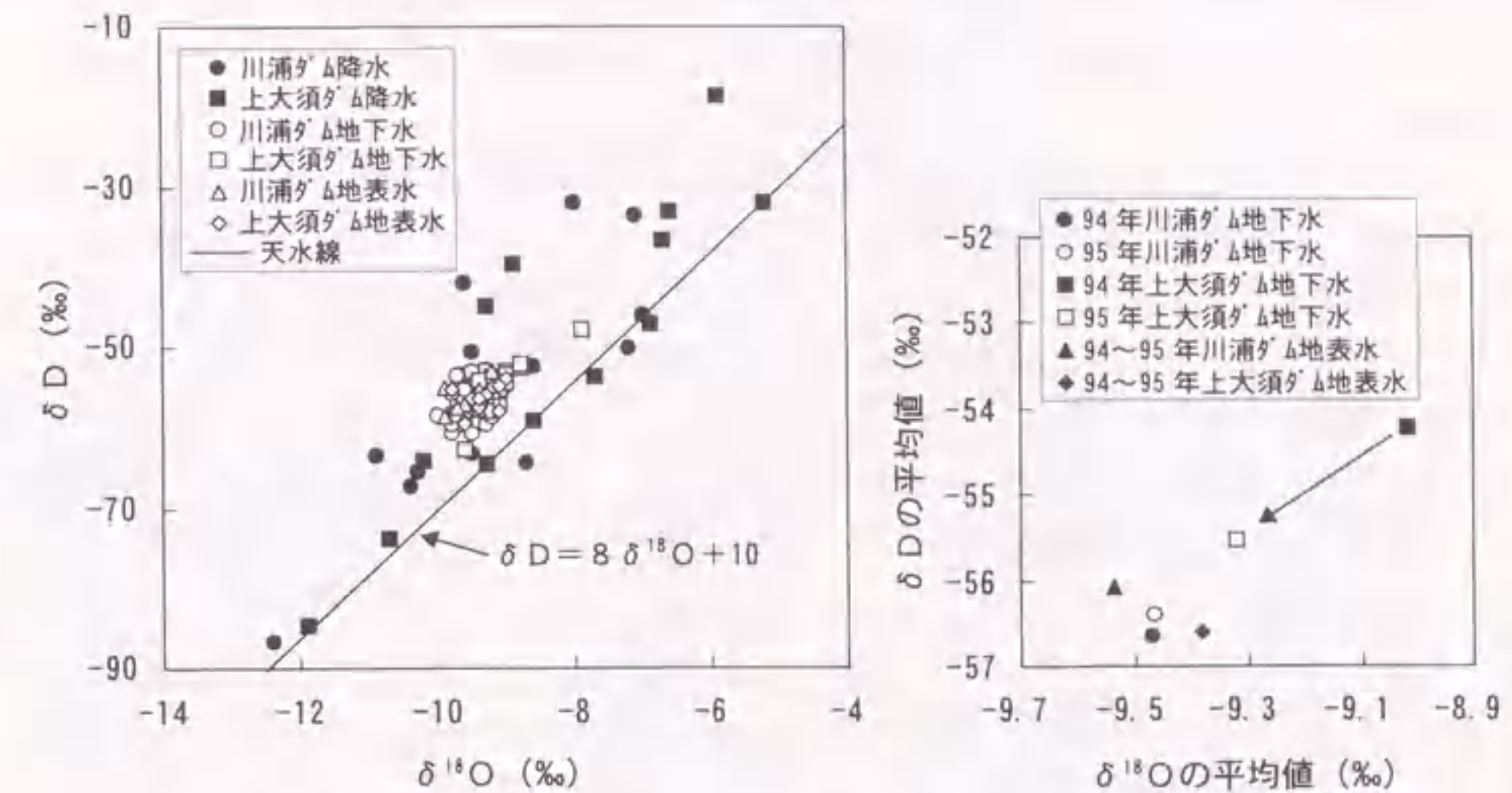


図-5.13 降水および地下水中の $\delta^{18}\text{O}$ と δD との関係

の流動変化を捉える項目としてではなく、数100m規模の広域の地下水流動の変化を知るための調査項目である。したがって、ダム漏水の調査では、使われることは少ないが、湛水による影響が広域に及ぶことが予想される場合は、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD を利用した調査が有効となる。特に、これらの同位体は、数100m規模での地下水のかん養源の標高差を示す指標となる¹³⁾。

図-5.13に、川浦ダムと上大須ダムで採取された降水、地表水（調整池水、沢水）および地下水（漏水、湧水を含む）の $\delta^{18}\text{O}$ と δD との関係を示す。これより、以下のことが推察される。

- ①降水に比べて地表水、地下水の同位体組成はばらつきが小さく、降水の同位体組成の季節変動は調整池あるいは岩盤内での混合により平均化されている。
- ②1994年から1995年にかけての川浦ダム周辺の地下水の同位体濃度は、地表水とほぼ同じ値であり、その時間変化は認められない。
- ③上大須ダム地下水の同位体濃度は、1994年では地表水と異なっているが、1995年では δ 値が小さくなり地表水の平均値に近づいてきている。
- ④ δ 値が小さいということは、より高標高部で降った降水が起源であることを示すものである¹³⁾。

①~④より、上大須ダムでは、1994年5月時点でダム周辺の低標高部でかん養された地下水が流出しており、1995年4月頃には高標高部で降った降水を起源とする調整池水が漏水として流出し始めているといえる。

(10)同位体データを用いた多変量解析

主成分分析手法やクラスター分析手法のような多変量解析手法を利用した水質データの評価は、多くの研究者により試みられている¹⁴⁾¹⁵⁾¹⁶⁾。水質データを評価する際には、まず第一にデータそのものが持つ意味を十分に理解した上でその解釈を行うべきであり、やみくもに

統計的な手法を適用すべきではない。データの項目が多すぎて理解が困難な場合や、生データだけではその差異を判定することが困難な場合に、統計的な手法を適用することが有効となる。

本ダムでは、主要イオン濃度のヘキサダイアグラムや硝酸イオン濃度の時間変化から、個々の採水地点の流動状況が概ね把握できる。しかし、トリチウム、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD の同位体データは、地点毎の差異が小さく、同位体組成への湛水による影響はダム毎の平均値を用いた議論しかできなかった。そこで、地下水の同位体データを主成分分析手法、クラスター分析手法を用いて整理することにした。

使用したデータは、1994年5月と1995年4月の2回測定されたダム周辺地下水中のトリチウム、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD のデータである。この3変量の相関係数を表-5.4に示し、主成分分析による因子スコア係数、因子負荷量、固有値、寄与率、累積寄与率を表-5.5に示す。この結果、第1主成分の寄与率は50%、第2主成分の寄与率は30%となり、累積寄与率は80%となったので、以下は第2主成分までのデータについて検討する。

表-5.4 トリチウム、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD の相関係数

変数	トリチウム	$\delta^{18}\text{O}$	δD
トリチウム		0.10	0.32
$\delta^{18}\text{O}$	0.10		0.32
δD	0.32	0.32	
平均値	4.6	-9.5	-56.6
標準偏差	0.87	0.22	1.8

表-5.5 主成分分析による因子スコア係数、因子負荷量、固有値、寄与率、累積寄与率

		第1主成分	第2主成分	第3主成分
因子スコア係数	トリチウム	0.428	0.754	-0.601
	$\delta^{18}\text{O}$	0.542	-0.741	-0.616
	δD	0.432	-0.004	0.966
因子負荷量	トリチウム	0.645	0.675	-0.359
	$\delta^{18}\text{O}$	0.651	-0.663	-0.368
	δD	0.817	-0.004	0.577
固有値		1.508	0.895	0.597
寄与率		0.50	0.30	0.20
累積寄与率		0.50	0.80	1.00

主成分分析による散布図を図-5.14に、クラスター分析により作成した樹状図を図-5.15に示す。図-5.15に示す樹上図の縦軸は、ウォード法を用いて計算した各グループ間の距離を示す。図-5.14には、クラスター分析による同位体データを図-5.15にA-Aのラインで示す結合距離で分類した結果を併記している。クラスター分析の結果をどの結合距離で分類するかについては明確な基準はない。通常、分類された水質グループが、採水地点の位置、標高、地質情報と矛盾しないものであるか否かによって判断される。今回は、1994年と1995年の調整池水が同じ水質グループに入る結合距離として、A-Aのラインで示す距離を採用した。

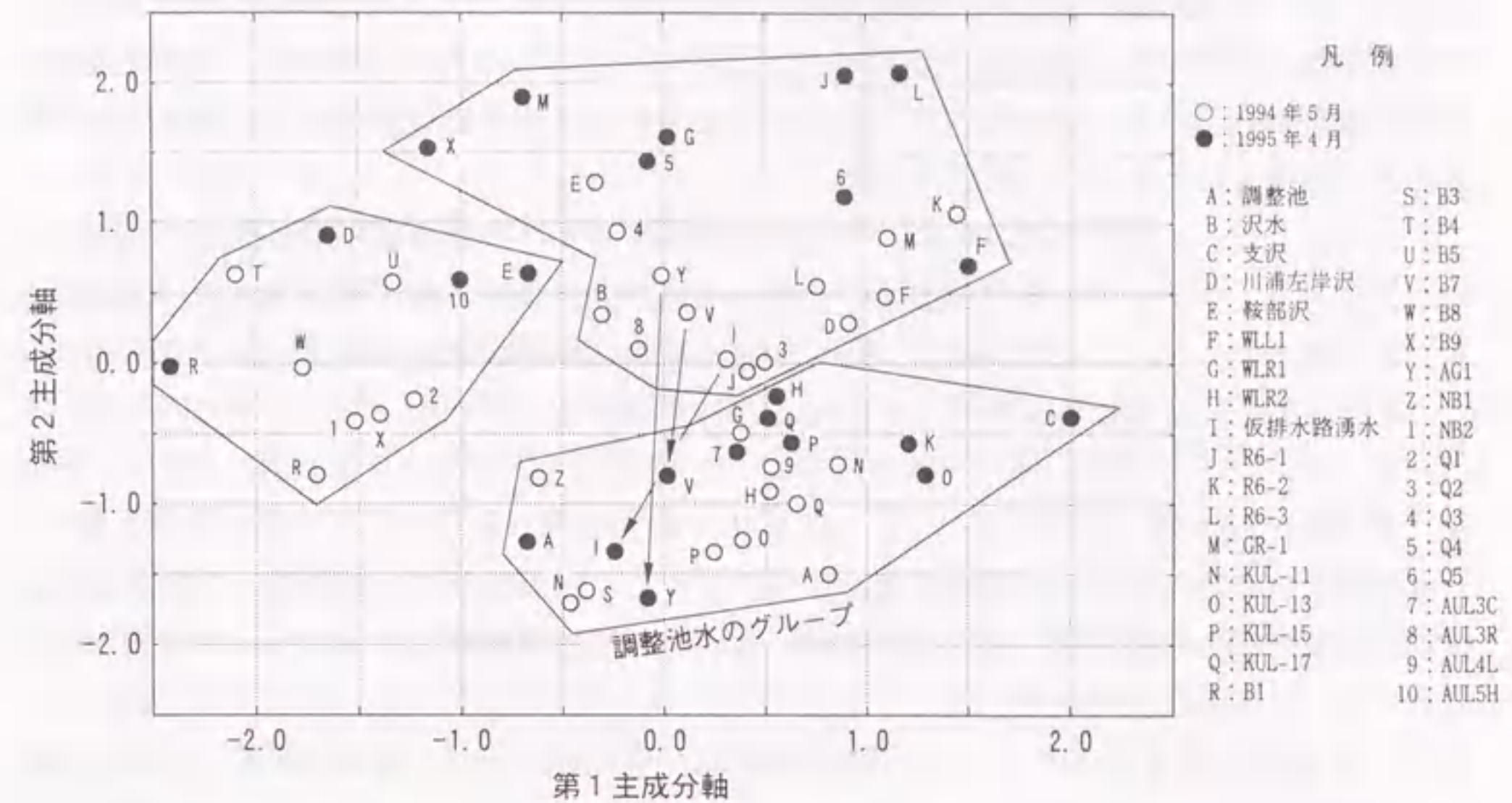


図-5.14 同位体データの主成分分析による散布図

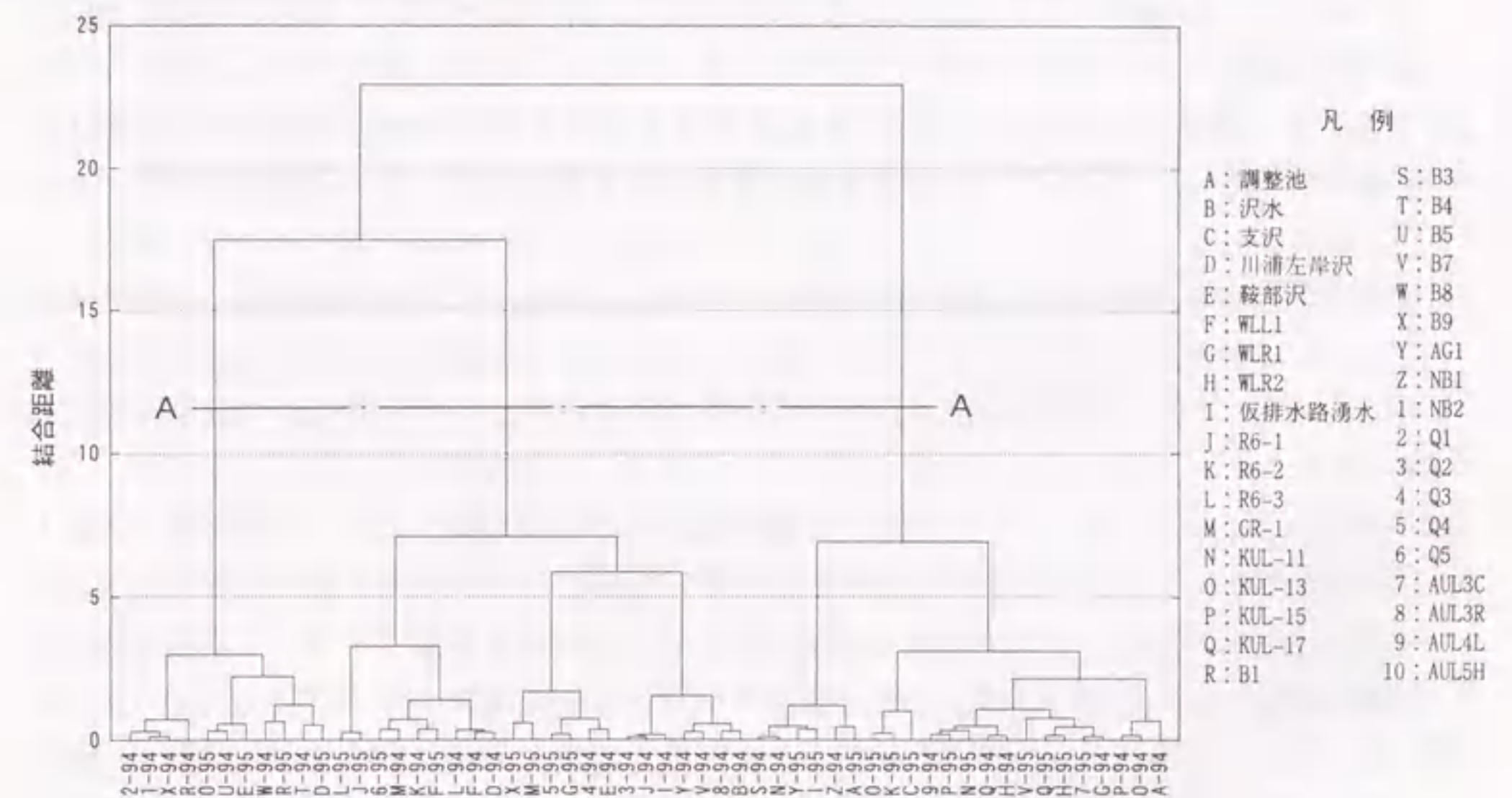


図-5.15 クラスター分析による樹状図

同位体の生データからは、湛水による影響を判定することは困難であったが、図-5.14に示す同位体データの散布図上で、川浦鞍部ダム左岸のボーリング孔であるB7およびAG1の水質が、1994年から1995年にかけて調整池水のグループに移動していることが示される。これらの地点は、イオン濃度の時間変化からも湛水による影響が示されている地点であり、

同位体データからもその変化が確認された。また、仮排水路トンネル湧水も 1995 年に調整池水のグループに移動しており、調整池水の到達が示唆される。この地点のイオン濃度は、湛水直後から調整池水とほぼ同じ濃度レベルで変化しており、イオン濃度からは調整池水の到達の有無が判定できなかった地点である。同位体データの多変量解析結果が調整池水の到達を示す根拠となった唯一の地点である。

以上のように、トリチウム、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD の同位体データを多変量解析手法を用いて整理することにより、生データからでは識別できない水質の変化を捉えることができた。仮排水路トンネル湧水のように、イオン濃度だけでは調整池水の到達が判定できないケースもあり、このような場合には同位体のデータが活用できることもある。

5. 5 まとめ

奥美濃水力発電所の上部調整池を構成する川浦ダム・川浦鞍部ダム初期湛水時にダム周辺地下水の水質調査を定期的実施した結果、湛水時の浸透挙動および水質データの適用性に関して以下の知見が得られた。

- (1) ラドン濃度が湛水によって変化する地点はほとんどなく、ラドン濃度が変化するような早い流速は認められない。
- (2) 電気伝導度は高アルカリの地下水を除けばイオン濃度の総量とほぼ比例関係にあり、高濃度の地下水への調整池水の混入のような単純な地下水の混合現象を現場で迅速に把握するための指標として有効である。
- (3) 主要イオン濃度の時間変化から求めた監査廊内水量水圧計の湧水への調整池水の流下時間は、7~20 ヶ月であり、ダム基礎岩盤の透水性は基礎処理によって十分改良されていることが示された。
- (4) 監査廊内湧水の硝酸イオン濃度は、段階的な地下水の押し出しを伴う流動現象を捉える指標として有効である。硝酸イオンの時間変化から示される調整池水の流下時間は、13 ヶ月~18 ヶ月であり、主要イオン濃度の時間変化から求めた監査廊内湧水の流下時間にほぼ一致する。
- (5) 川浦鞍部ダムでは、B7、AG1 の 2 点で調整池水の到達が確認された。調整池水と連動した水位変動を示す B8 では湛水後も水質の変化は観察されず、実際の水の移動がほとんどないことが示された。このような場合、水圧・地下水位の量的なデータだけでは地下水の流動を捉えることは不可能であり、水質データを利用した調査が有効になる。
- (6) トリチウム、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD の同位体データを用いた主成分分析、クラスター分析を実施した結果、川浦鞍部ダム左岸ボーリング孔のB7、AG1および仮排水路トンネル湧水で湛水による水質変化と調整池水の到達が示された。

参考文献

- 1) 村上晃生：川浦ダム（アーチ式）の施工について、大ダム、No.148、pp.30-57、1994。
- 2) Hoehn, H. and H. R. von Gunten : Radon in groundwater : A tool to assess infiltration form surface waters to aquifers, Water Resources Research, Vol.25, No.8, pp.1795-1803, 1989.
- 3) 湯原浩三：地下水の水温、地下水ハンドブック、pp.121-129、1989。
- 4) 鶴巻道二：地下水の水質、地下水ハンドブック、pp.131-149、1979。
- 5) 半谷高久、小倉紀雄：水質調査法、丸善、pp.202-203、1995。
- 6) 飯山敏道、河村雄行、中島悟：実験地球化学、東京大学出版会、pp.182-183、1994。
- 7) 初井和朗、神野健二、塩崎功、和田信一郎：化学反応を考慮した地下水における物質輸送解析—数値モデル開発と室内実験への適用—、地下水学会誌、第 38 巻、第 2 号、pp.113-125、1996。
- 8) 小鯛桂一：岩盤透水性のグラフ表示、地質調査所月報、第 35 巻、第 9 号、pp.419-435、1984。
- 9) 鶴巻道二：浅層地下水の硝酸態窒素、地下水学会誌、第 34 巻、第 3 号、pp.153-162、1992。
- 10) 田口雄作：窒素による地下水汚染と水文学の課題、ハイドロロジー、第 25 巻、第 2 号、pp.51-56、1995。
- 11) 松本徳久、北村康雄：湛水にともなうフィルダムの挙動と安全管理、土木研究所資料、第 1173 号、pp.7-9、1976。
- 12) 井上義和、宮本霧子、加瀬由美子：環境中のトリチウムの測定調査、放射能調査研究報告書（平成 7 年度）NIRS-R-31、pp.44-49、1996。
- 13) 早稲田周、中井信之：中部日本・東北日本における天然水の同位体組成、地球化学、Vol.24、pp.83-91、1983。
- 14) 森田誠也、嶋田純、長久：深部結晶質岩中の地下水の化学的特性とその挙動（その 1）—岩手県釜石鉾山大峰地域における地下水の水質と分類—、応用地質、第 32 巻、第 4 号、1991。
- 15) 安池慎治：多変量解析を用いた地下水の混合状況の推定方法の開発—結晶質岩体内の地下水水質データへの適用—、地下水学会誌、第 36 巻、第 4 号、pp.405-422、1994。
- 16) 尾方伸久、若松尚則、梅田浩司、柳澤孝一：河川水の流量および水質による表層部の地下水流動の推定—岐阜県東濃地域におけるケーススタディー—、応用地質、第 36 巻、第 1 号、pp.2-13、1995。

第6章 水質および水温を利用したロックフィルダム初期湛水時の地下水調査 —岐阜県上大須ダム—

6.1 はじめに

ダムは、その構築材料からコンクリートダムとフィルダムに分けられる。フィルダムは、コンクリートダムに比べ、断面形状が大きく底幅が広いので、自重と水圧を幅広く基礎岩盤に伝達する。したがって、強度の低い岩盤においても建設が可能のため、コンクリートダムの建設が困難な地点においても築造が可能である。

しかし、フィルダムは天然の土質・岩石材料を用いて建設されるために、堤体材料の物理特性のばらつきはコンクリート材料に比べて大きく、建設される基礎岩盤はコンクリートダムよりは強度の低い岩盤であることから、入念な基礎処理およびダム完成後の十分な計測・監視が必要である。

本論は、ロックフィルダム基礎岩盤の健全性を評価することを目的としたダム漏水の水質、水温の調査結果について述べ、それらのデータを浸透流解析および熱の移流拡散解析結果と比較することにより、フィルダムにおけるマクロな基礎岩盤の透水性を評価したものである。

6.2 調査地域の概要

調査の対象とした奥美濃水力発電所は、岐阜県の西部、福井県との県境近く、岐阜市の北方約40kmにおいて建設された出力150万kwの純揚水式発電所である。上部調整池は、木曾川水系板取川の最上流、西ヶ洞谷川に建設されたドーム型アーチ式コンクリートダムの川浦ダムおよび重力式コンクリートダムである川浦鞍部ダム、下部調整池は、根尾東谷川の最上流部に建設されたゾーン型ロックフィルダムの上大須ダムから構成される。上部調整池における調査については第5章で論じている。

本論で対象とする上大須ダムの諸元および地質概要を表-6.1に示し、標準断面図を図-6.1に示す。

上大須ダム周辺の基礎岩盤は美濃帯に属する中生代ジュラ紀の左門岳累層であり、砂岩、頁岩およびその互層より構成される。ダムサイトの地質構造の特徴を以下に述べる。

- ①ほぼダム軸に平行する方向の軸を持つ波長数10mの褶曲と方向はやや異なる波長数mの小褶曲をもつ褶曲構造である。
- ②この褶曲構造を切るダム軸には3つの顕著な破碎帯(F-15、F-21、F-32)が存在する。F-15は右岸洪水吐越流部に、F-21は河床部に、F-32は左岸の標高485m付近で現れる。

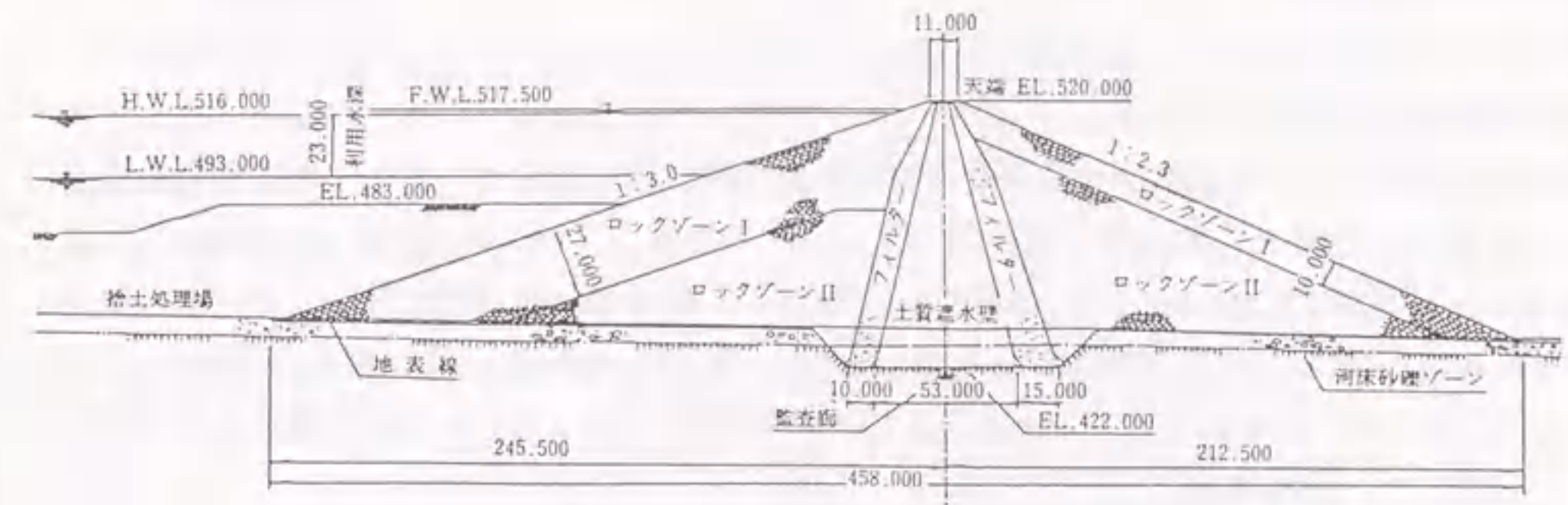


図-6.1 上大須ダム標準断面図

③上下流方向に貫入する流紋岩とダム軸方向に貫入するヒン岩の2種類の岩脈がある。

④ダム軸付近を構成する岩石は、主として塊状の砂岩よりなるが、砂岩・頁岩の互層は右岸側で洪水吐越流部、河床部、左岸側ではEL.490m付近から低い標高部にダム軸に沿うように分布している。

岩盤等級は、コア基礎部ではCm級を主体として一部Cl級からCm級があり、深部に至るほど新鮮堅硬となり、破碎帯、シーム箇所を除けば大部分がCh级以上である。ダムサイトの地質および岩盤等級分類平面図を図-6.2に示す。

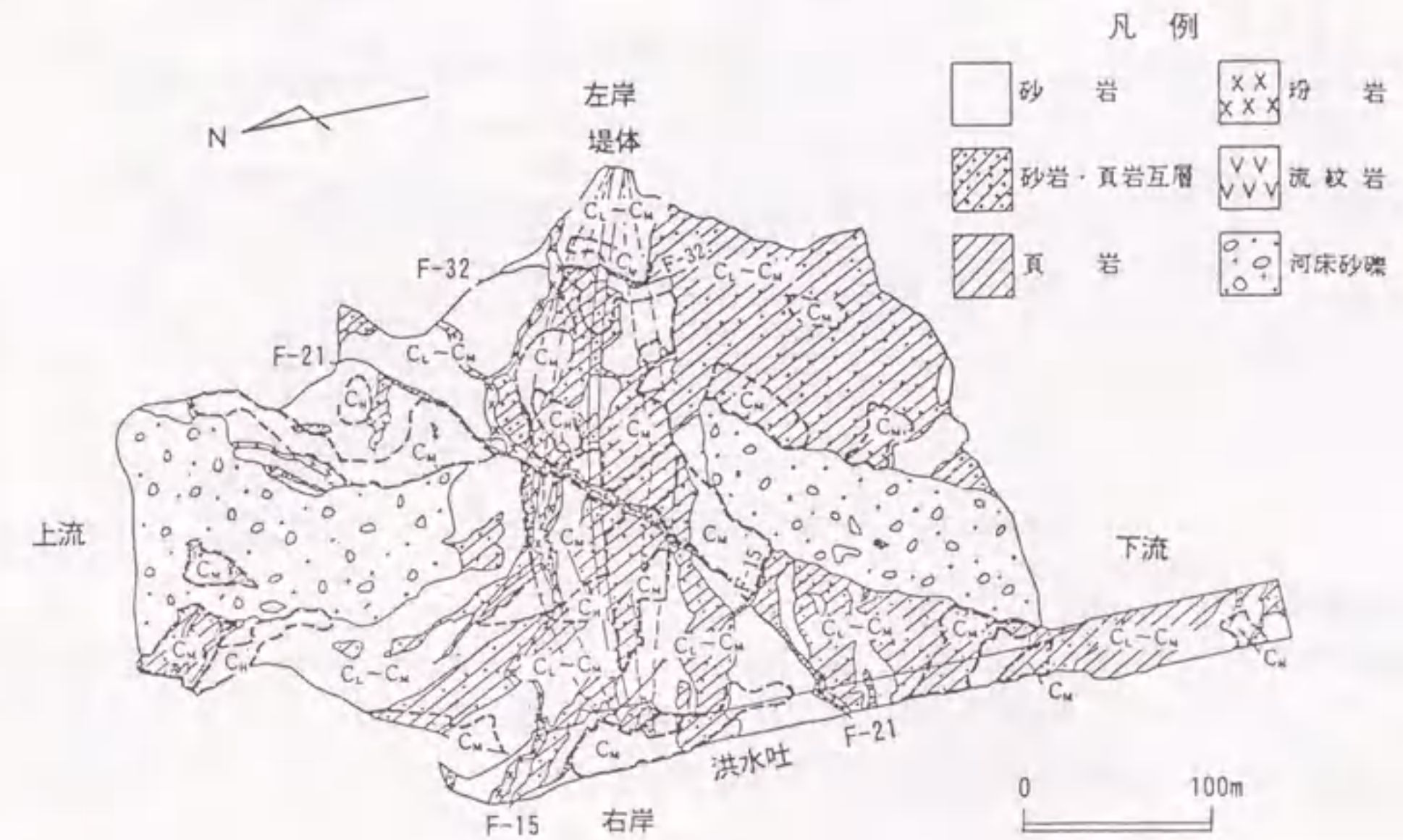


図-6.2 ダムサイトの地質および岩盤等級分類平面図

6.3 水質調査

(1) 調査場所

水質調査は、上大須調整池水、調整池内への流入河川水、ダム周辺沢水、溺堤（基礎岩盤上に設置された漏水の集水堰：河床部 EL.452m、右岸 EL.455m、右岸 EL.493m、左岸 EL.452m、左岸 EL.493m、F-15 断層、F-21 断層）、監査廊内水量水圧計からの湧水（河床部：R-0、R-15、右岸部：R-425、R-440、R-455、R-470、R-483、左岸部：L-425、L-440、L-470、L-491）、下流立坑、および上大須ダム管理所において1ヶ月毎に採水された降水を対象とした。採水地点を図-6.3に示す。

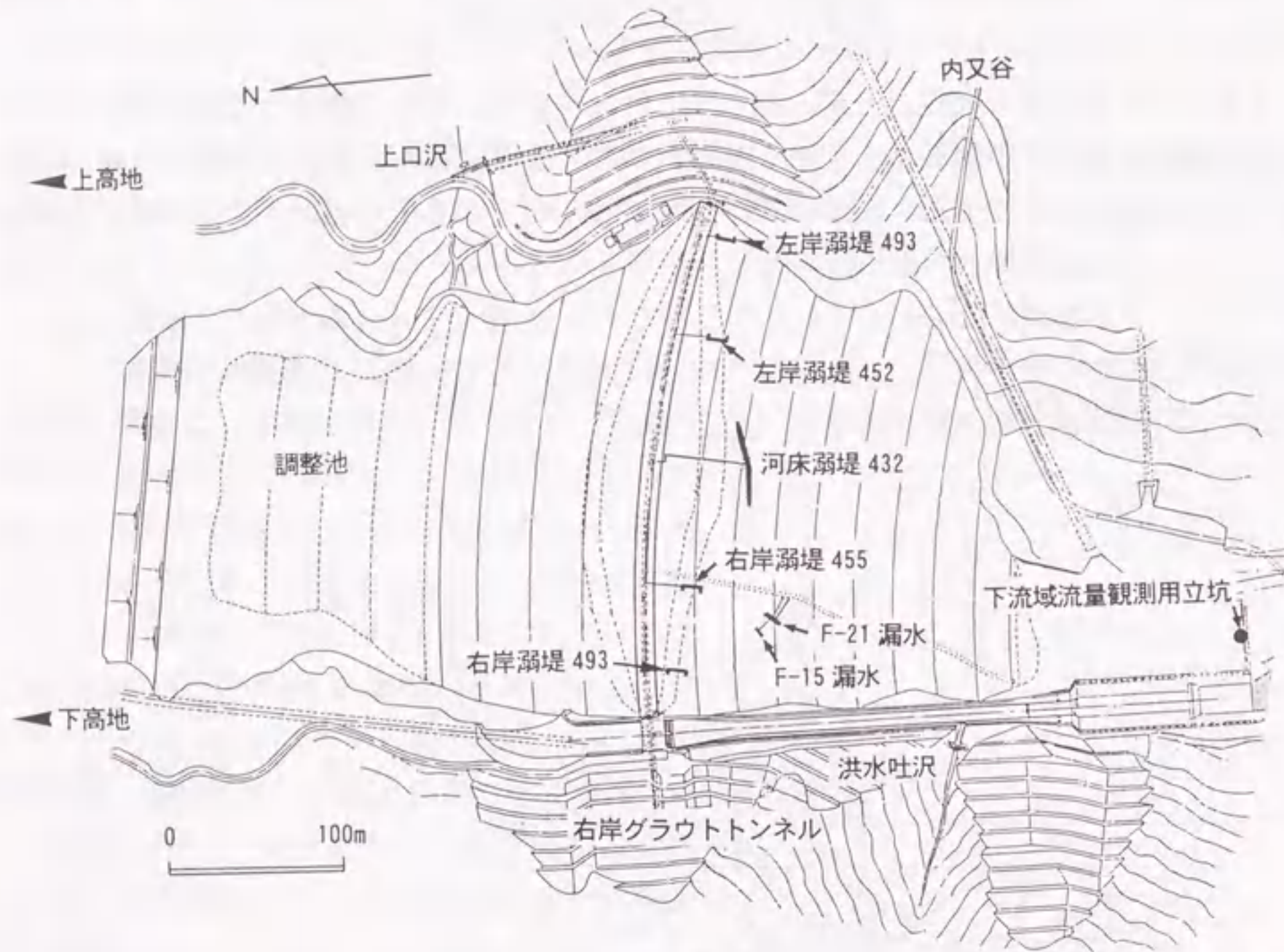


図-6.3 上大須ダム採水地点位置図

(2) 調査項目

調査項目は、pH、電気伝導度、水温、 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 SiO_2 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 、 NO_3^- 、ラドン、トリチウム、酸素-18、重水素である。このうち、トリチウム、酸素-18、重水素の調査結果については第5章で示した。

(3) 調査期間

上大須ダムは、1993年10月1日に試験湛水を開始し、1994年10月に満水位を迎えている。水質調査は、湛水前の1993年8月から開始され、1995年10月までの約2年間実施された。

6.4 調査結果

調査期間中における降水量、貯水位、気温、漏水温度、漏水量の時間変化を図-6.4に示す。また、ラドン濃度、pH、電気伝導度、硝酸イオン濃度、ケイ酸濃度の時間変化をそれぞれ図-6.5～図-6.9に示し、主な採水地点のイオン濃度の時間変化をヘキサダイアグラムで表示したものを図-6.10に示す。

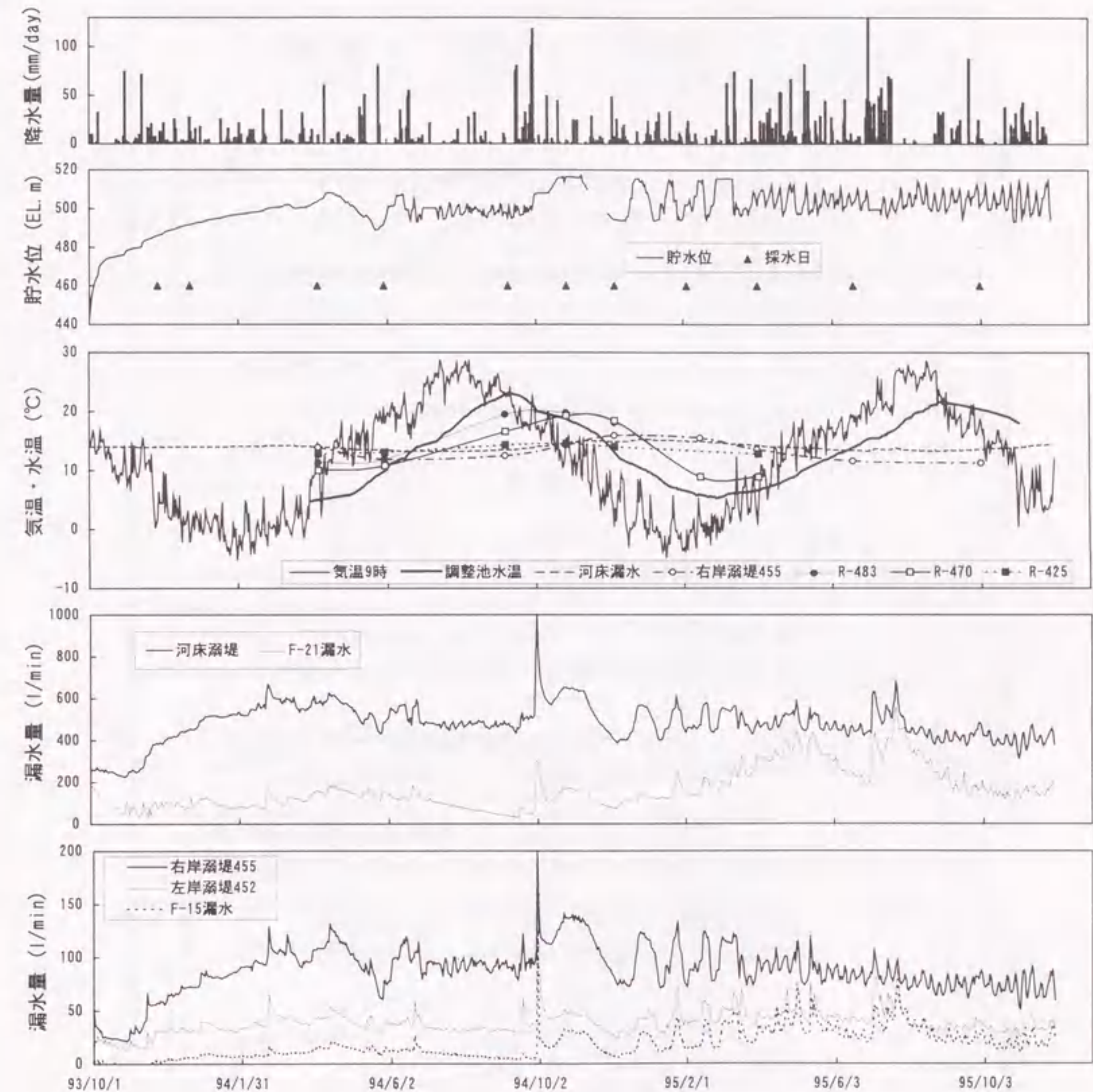


図-6.4 漏水量、貯水位、気温、漏水温度、漏水量の時間変化

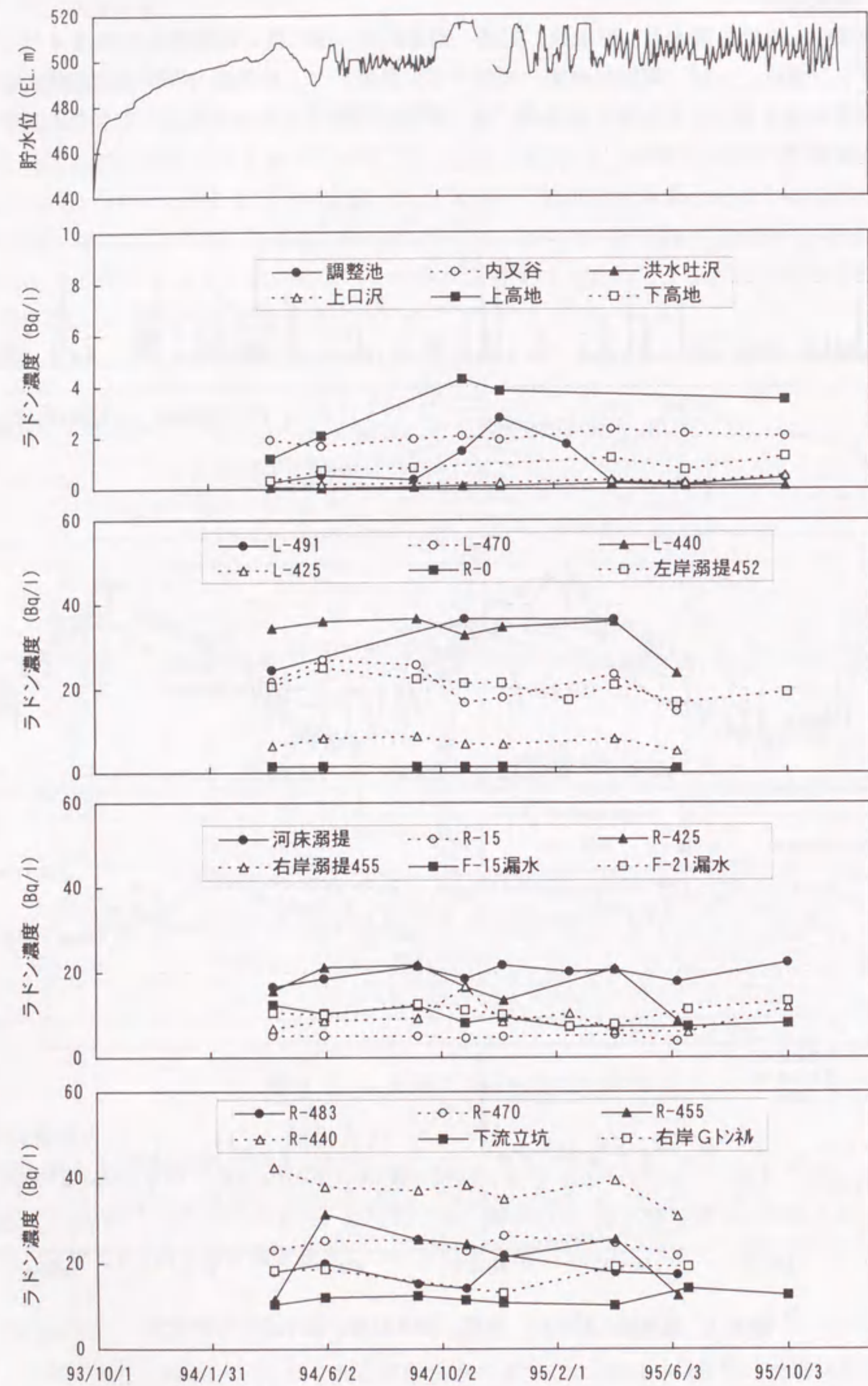


図-6.5 ラドン濃度の時間変化

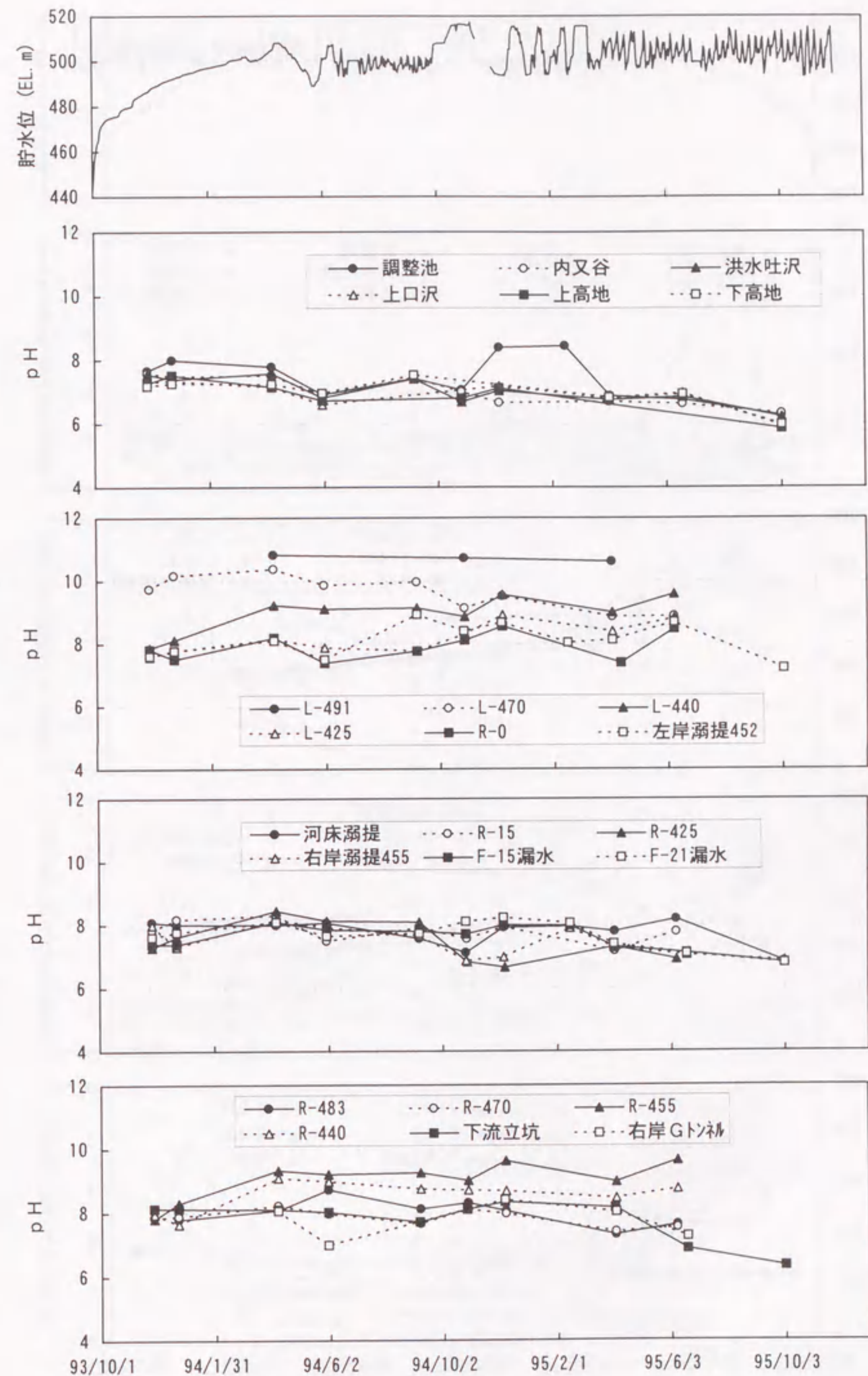


図-6.6 pHの時間変化

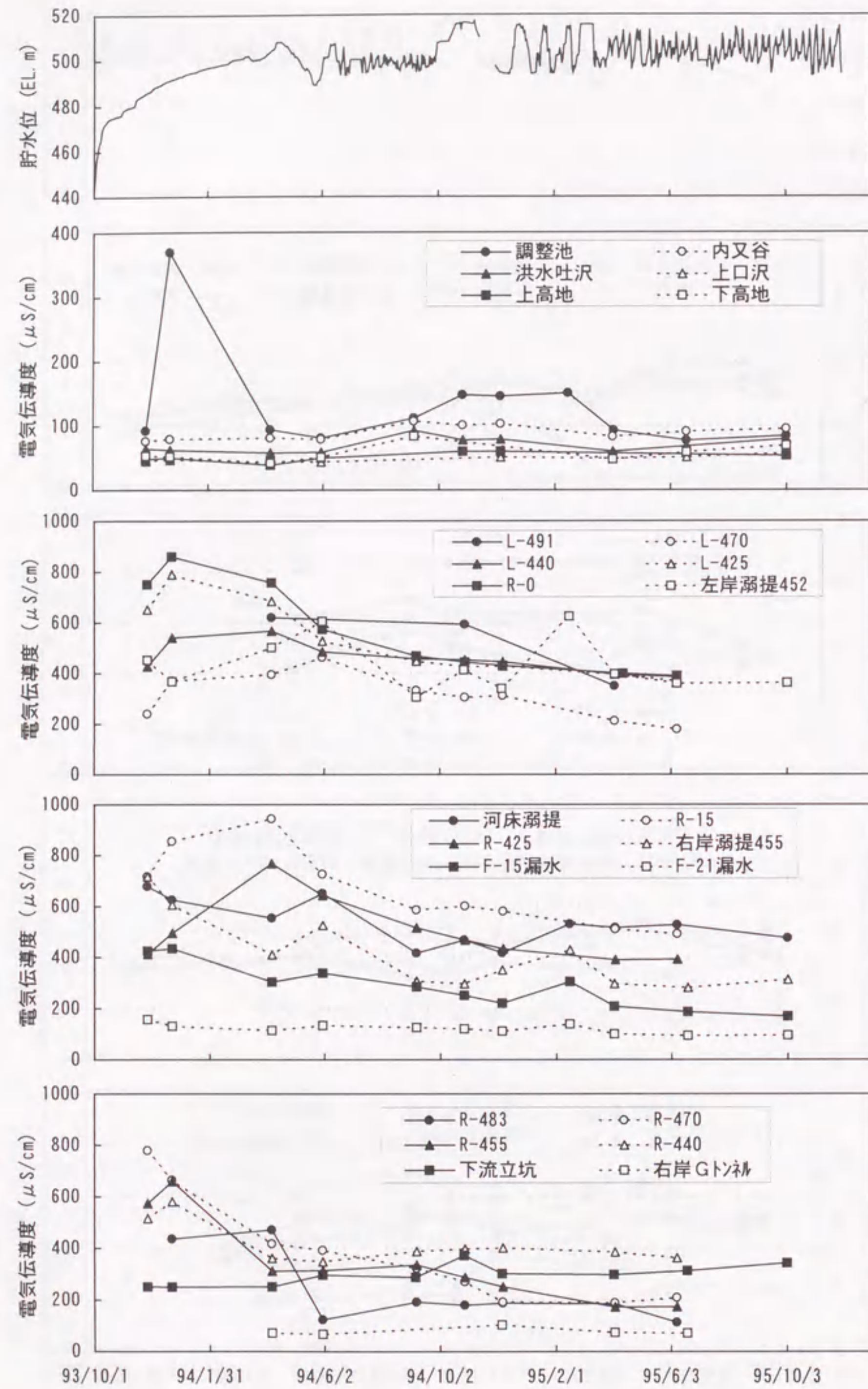


図-6.7 電気伝導度の時間変化

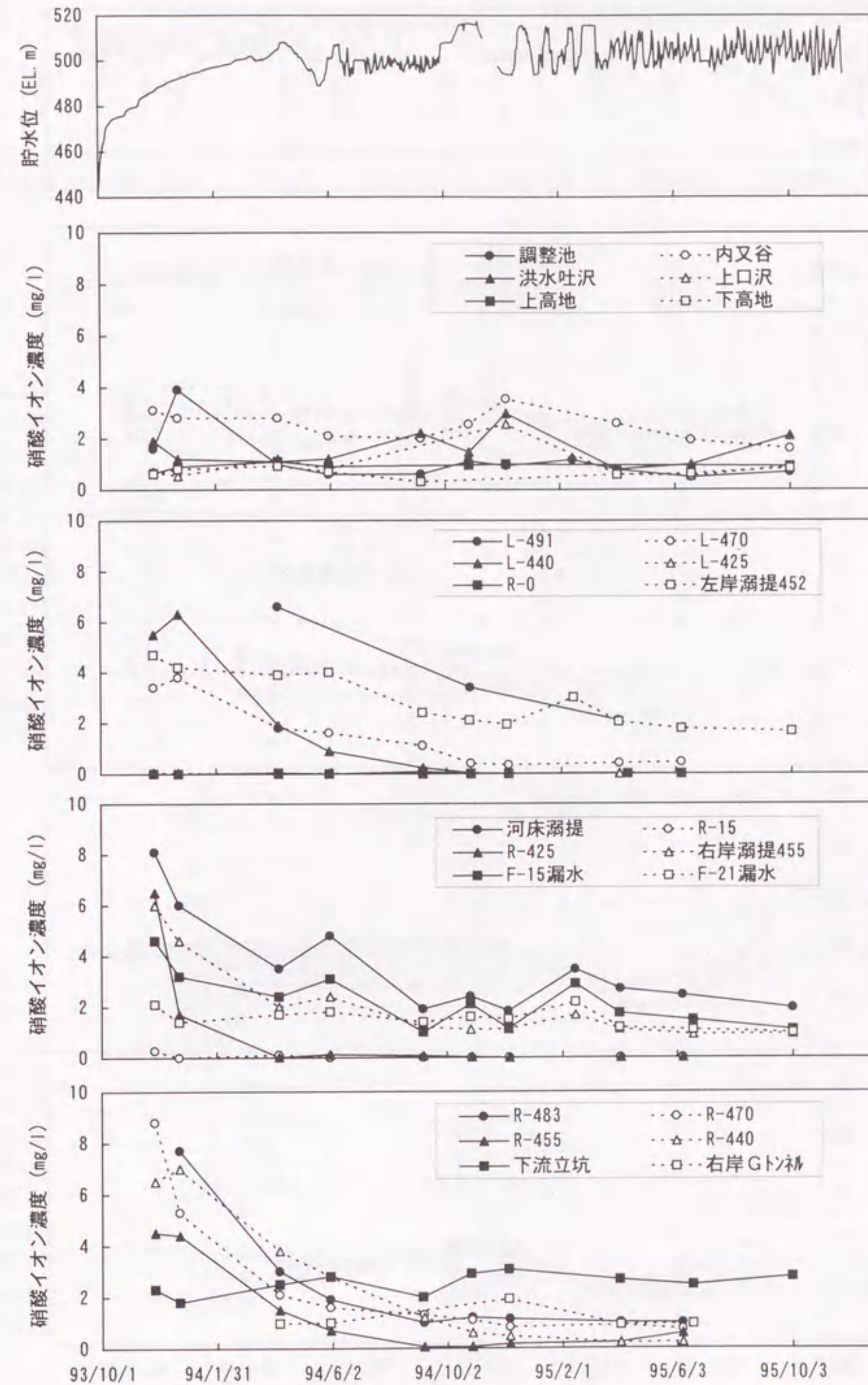


図-6.8 硝酸イオン濃度の時間変化

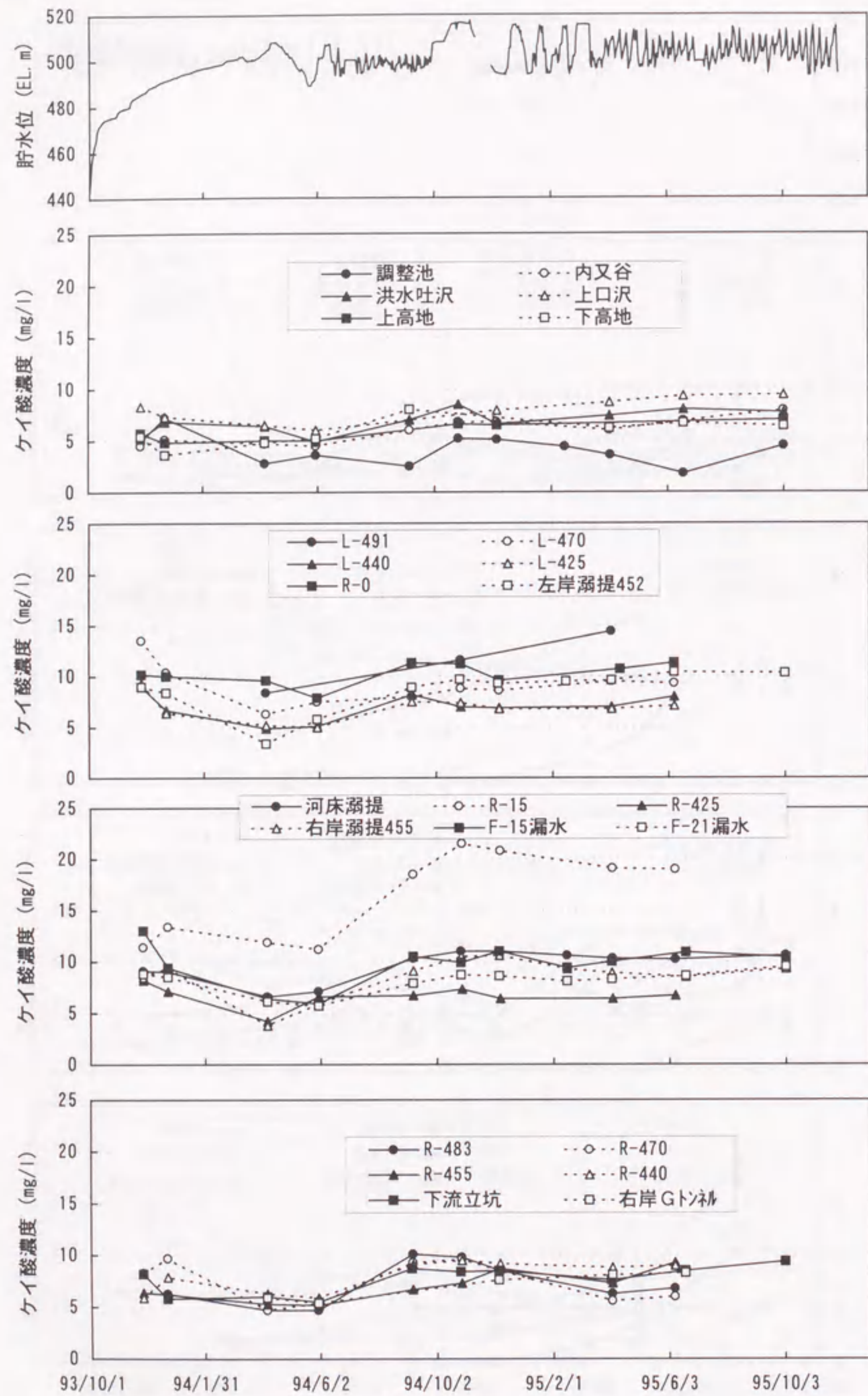


図-6.9 ケイ酸濃度の時間変化

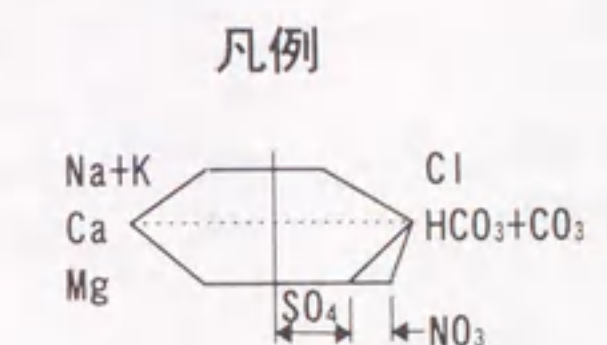
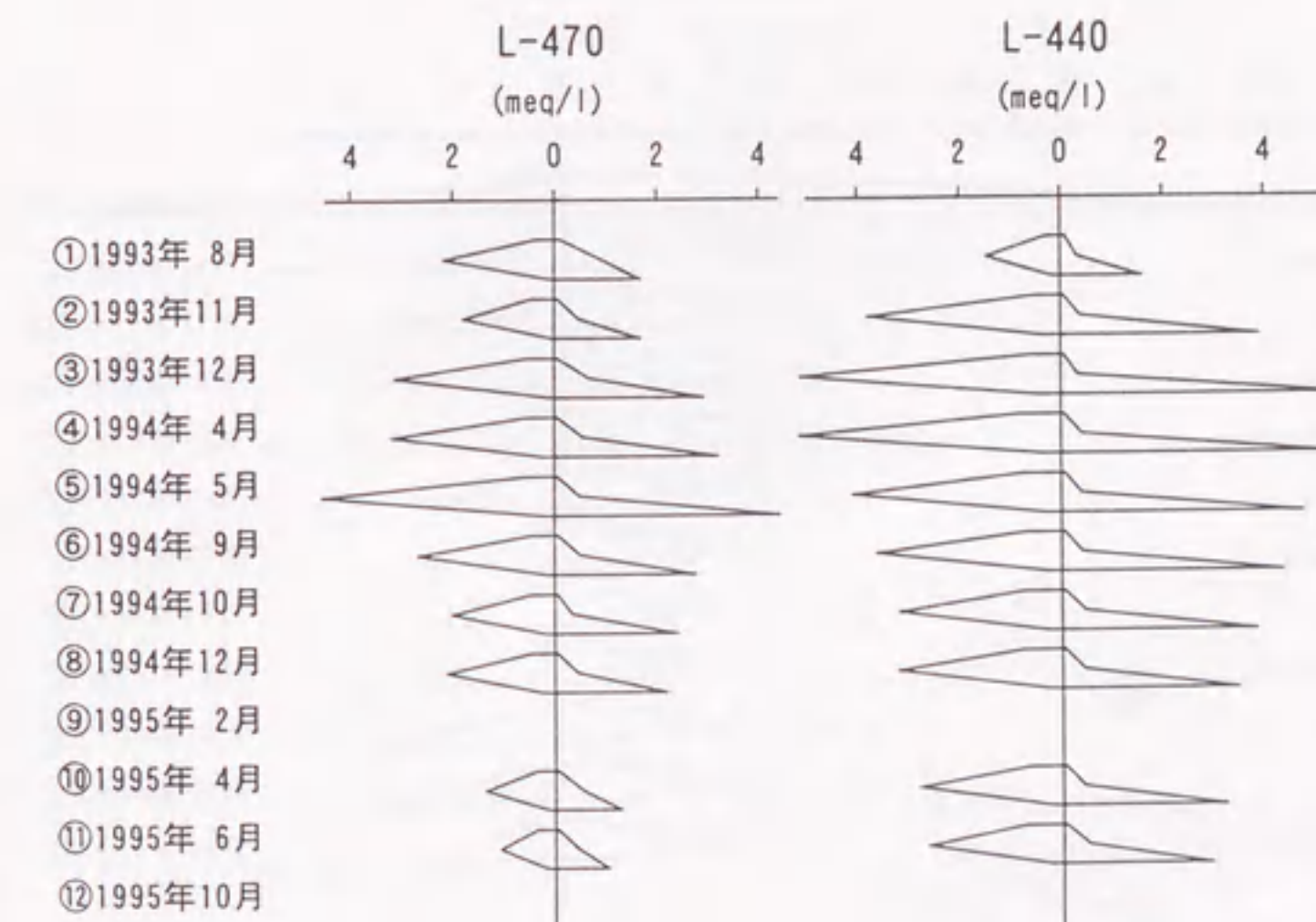
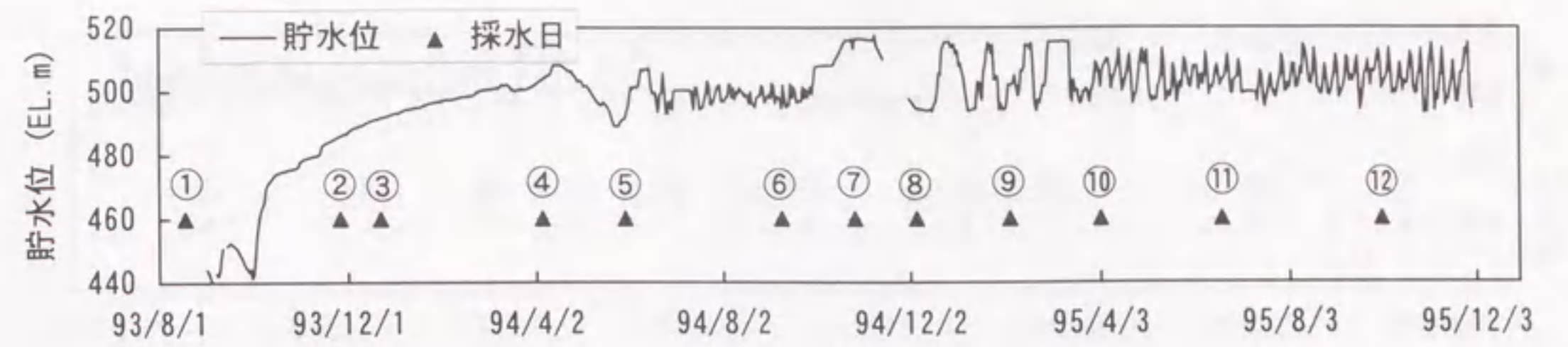


図-6.10(1) イオン濃度のヘキサダイアグラム

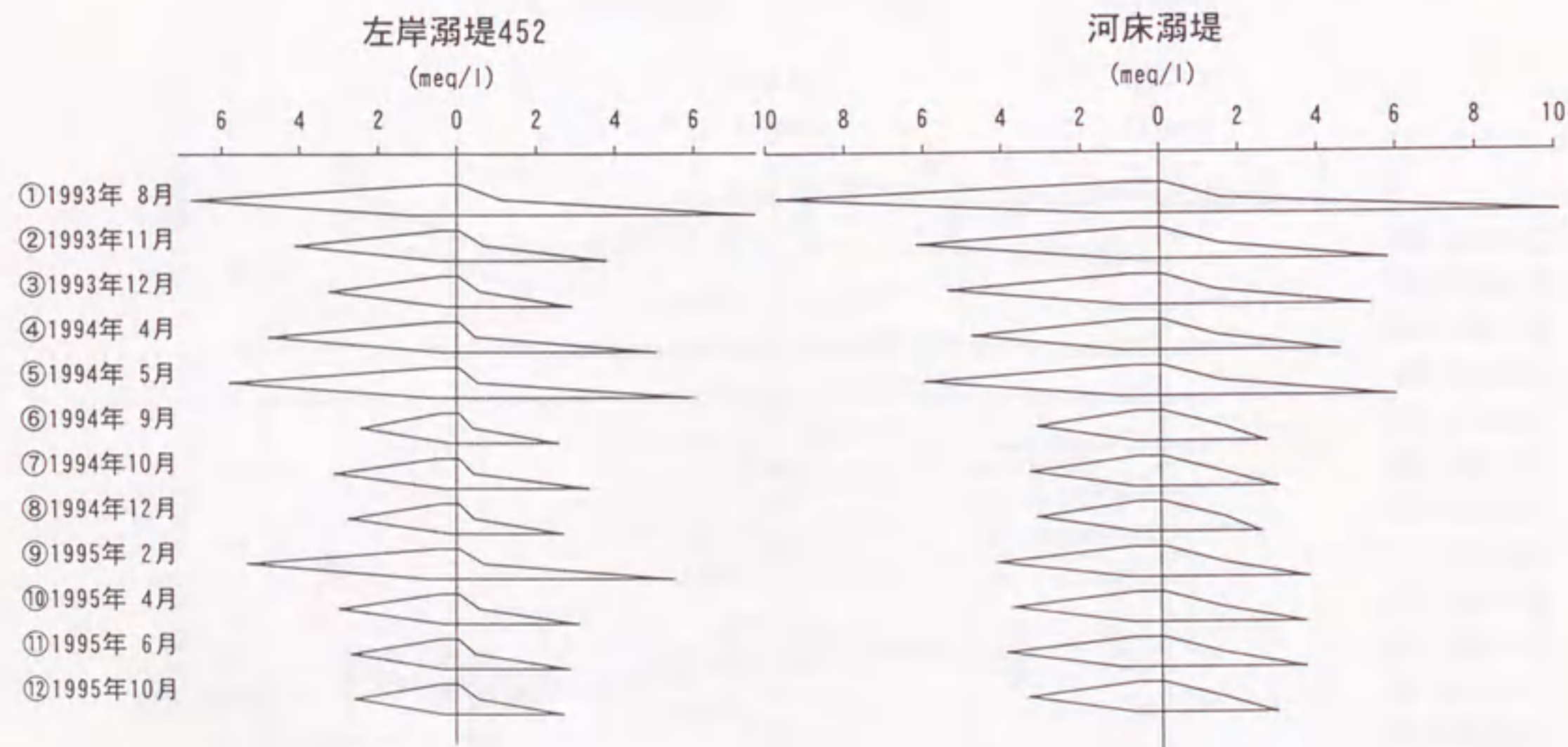
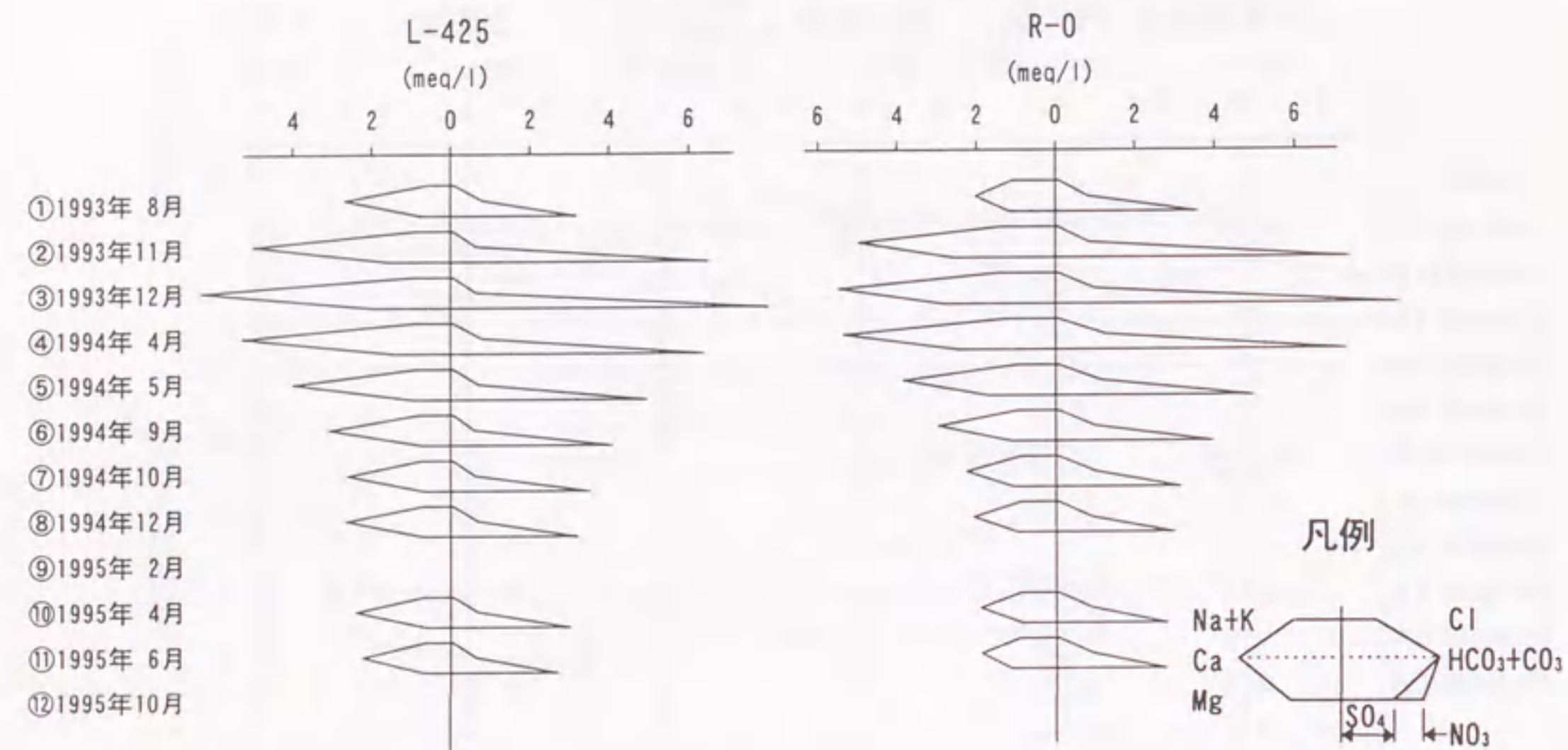
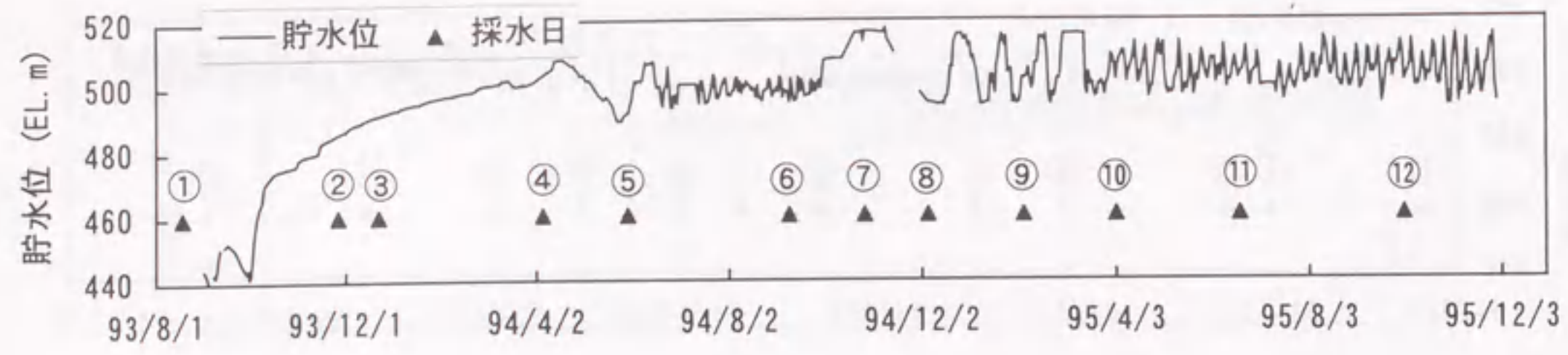


図-6.10(2) イオン濃度のヘキサダイアグラム

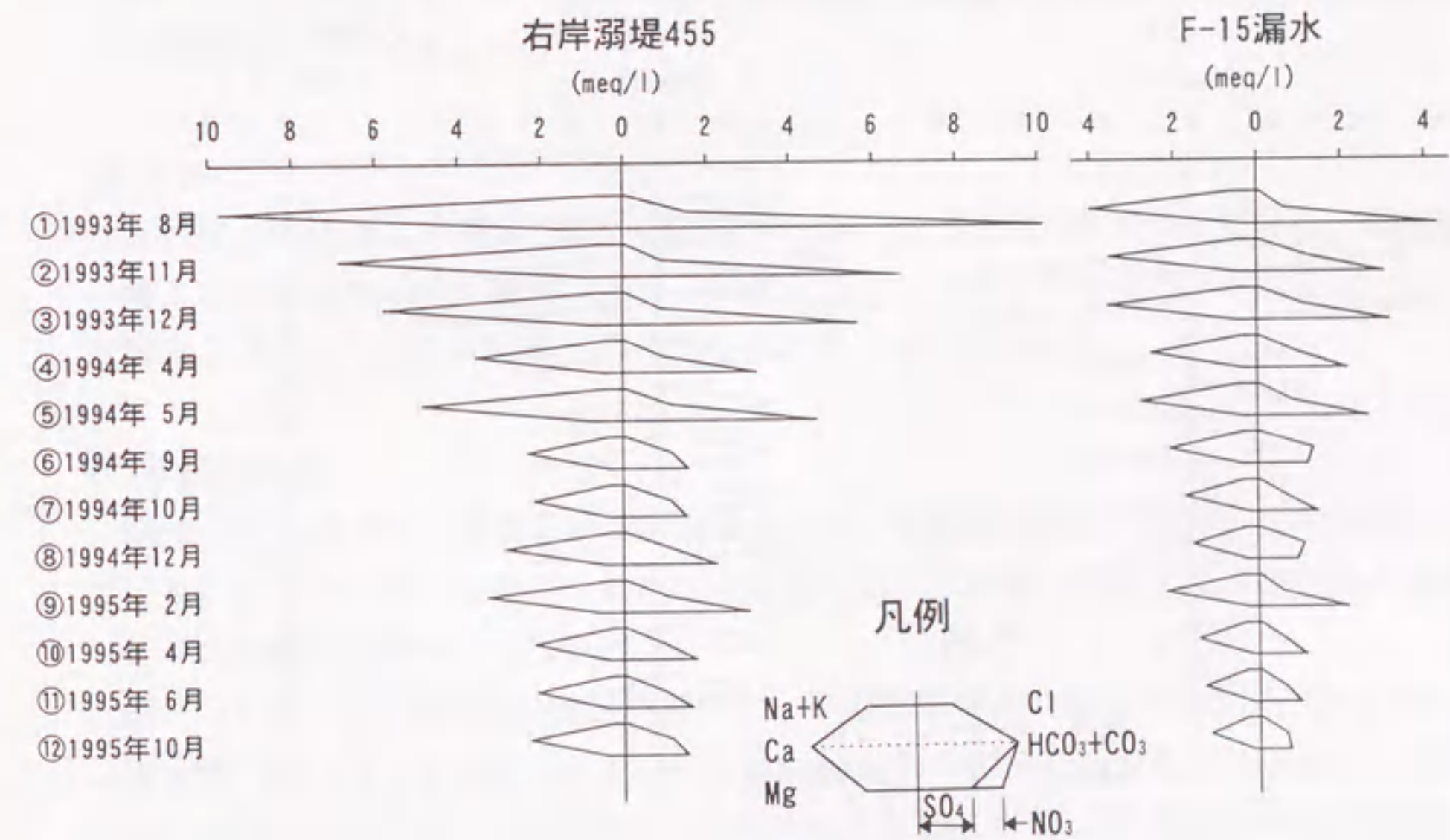
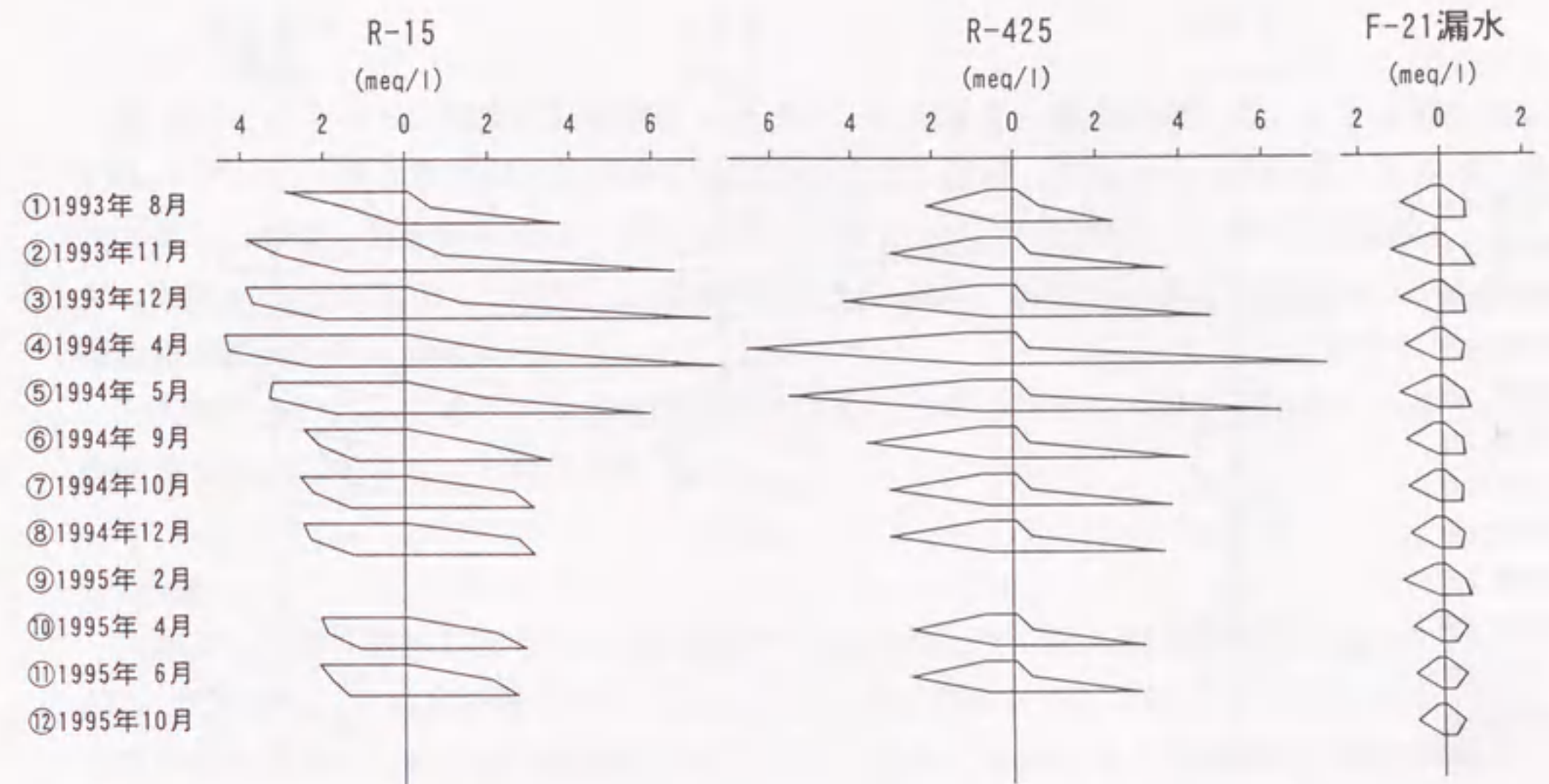
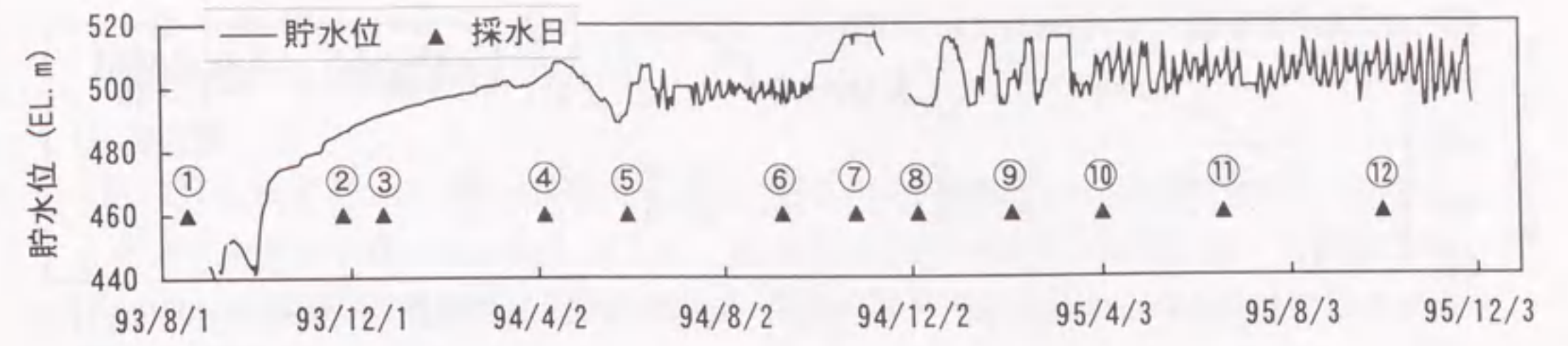


図-6.10(3) イオン濃度のヘキサダイアグラム

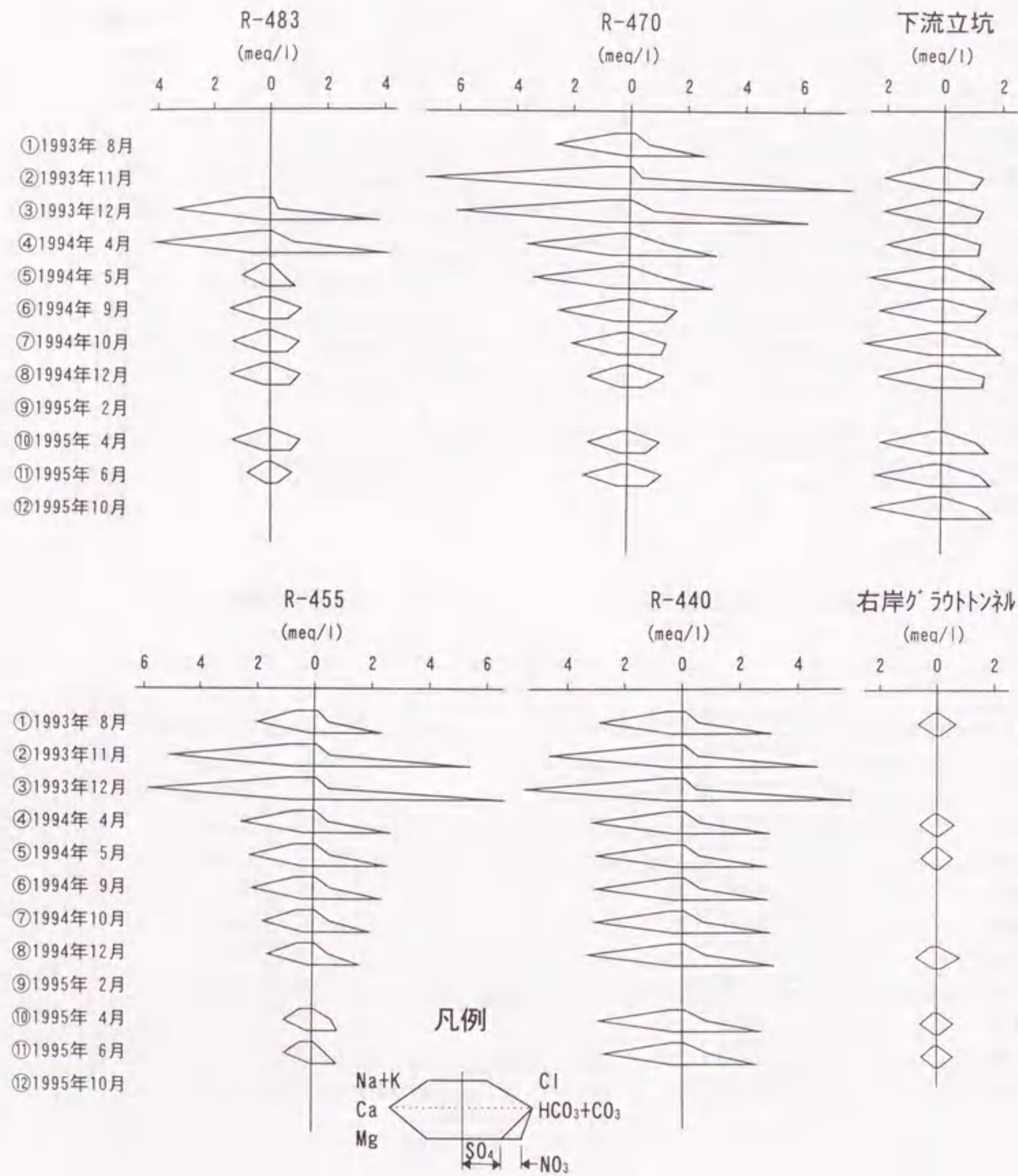
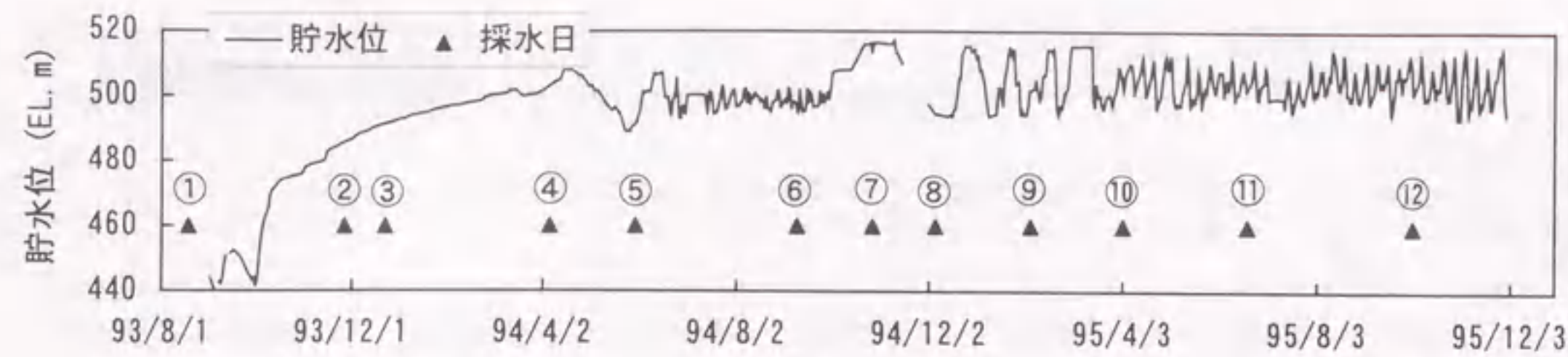


図-6.10(4) イオン濃度のヘキサダイアグラム

図-6.4~図-6.10より、本ダム周辺の地下水流動に関して以下の事項が示される。

(1) 漏水量

図-6.4に示すように、漏水量は河床漏堤が最も多く、500 l/min 前後で推移している。ロックフィルダムで良く見られるように、漏水量は降水や融雪の影響を受けて増減する。EL.493mの漏堤は高標高部に位置するため、降雨の後で湧水が認められる程度で湛水による影響は見られない。

(2) ラドン濃度

図-6.5に示すラドン濃度の時間変化を見ると、上大須ダム周辺の地下水のラドン濃度は数10Bq/lであり、第5章で示した川浦ダム周辺のラドン濃度(概ね50~100Bq/l)よりは、濃度が低い。砂岩・頁岩からなる川浦鞍部ダム下流ボーリング孔地下水のラドン濃度は上大須ダムと同レベルであり、このラドン濃度の場所的な差は、流紋岩と砂岩・頁岩のラドン放出率の差が原因であると考えられる。

上大須ダムにおいてもラドン濃度の急減は認められず、ラドンで検出可能なレベルでの流速の増加は生じていないと考えられる。

(3) 水温

川浦ダムでは、取水口より下に温度躍層が形成され、河床部の水温が年間を通じて約7~8℃と低くかつ一定温度を保っている。上大須ダムは、放水口(EL.479m)より河床(EL.473m)までの深度が浅いため温度躍層は形成されず、図-6.4に示すように調整池水温は気温変動から一定の時間遅れを持って変化する。さらに、下流漏水の温度も調整池水温変動からさらに時間遅れを持って変化する。

(4) pH

pHは、図-6.6に示すように、調整池水、河川水で概ね6~8の間にある。監査廊内湧水の湧水のpHは7~11の範囲にあり、川浦ダムよりは高アルカリの湧水が少ない。これは、岩質およびグラウチングの施工量の差によるものと考えられる。

(5) 電気伝導度

図-6.7に示す電気伝導度の時間変化を見ると、監査廊内湧水の電気伝導度が徐々に低下していることがわかる。これは、湛水により電気伝導度の低い調整池水が監査廊内湧水に混入していることを示している。

図-6.11は、上大須ダムおよび川浦ダム・川浦鞍部ダムの電気伝導度ECと $T_e = [陽イオン当量和 + 陰イオン当量和] / 2$ (単位: meq/l) との関係を示したものである。川浦ダムでは、高濃度領域でばらつきが大きくなるが、上大須ダムでは高濃度領域まで相関性が高い。

これは、上大須ダム漏水のpHが川浦ダム・川浦鞍部ダムよりは中性に近く、他のイオンに比べて当量伝導度が大きい CO_3^{2-} が少ないことが原因である。

(6)イオン濃度

図-6.8 示す硝酸イオン濃度の時間変化、および図-6.10 に示すヘキサダイアグラムより、湛水時の地下水流動について以下の事項が示される。

(a)上大須調整池

湛水開始初期に一時的に高濃度のイオンが検出されたが、1994年春よりイオン濃度はほぼ一定になり、川浦調整池同様炭酸カルシウム型の水質となっている。また、調整池内の硝酸イオン濃度の変化も川浦ダムと同じで、湛水初期に高濃度のNO₃⁻が検出されたが、湛水による希釈効果により時間とともに減少している。

(b) 監査廊内水量水圧計湧水

上大須ダム漏水のイオン濃度は、川浦ダム漏水のイオン濃度よりは高いことから、濃度の低い調整池水の侵入をイオン濃度の変化として捉えやすい。そこで、第5章で示すように、上大須ダムにおいても基準化したイオン濃度の時間変化(図-6.12)から調整池水の平均的な流下時間を求めた。求められた流下時間を表-6.2 に示す。

表-6.2 より、上大須ダム下流への調整池水の流下時間は2~20ヶ月であることが示される。第5章で示した川浦ダムでは、アーチダムであるために調整池から湧水地点までの流動距離が短いにもかかわらず流下時間は7~20ヶ月であった。上大須ダムでは流動距離が長いにもかかわらずそれより若干短い流下時間となっている。これは基礎岩盤の透水性の差およびグラウチング工の改良目標値の差によるものといえる。例えば、カーテングラウチングの改良目標ルジオン値は、川浦ダムでは85%非超過確率で1ルジオン、上大須ダムでは5ルジオンとなっている。

図-6.10 に示す水質の変化傾向は2つのグループに分類される。

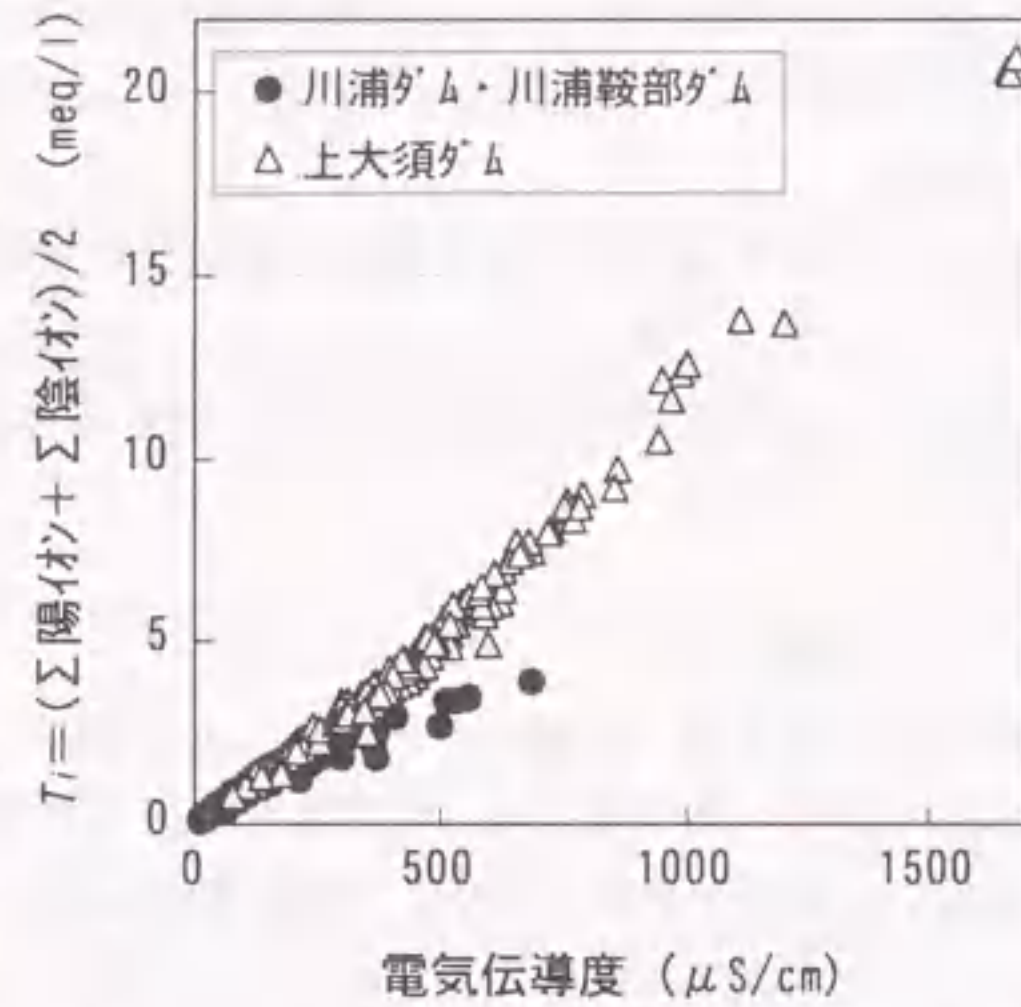


図-6.11 イオン濃度の当量と電気伝導度の関係

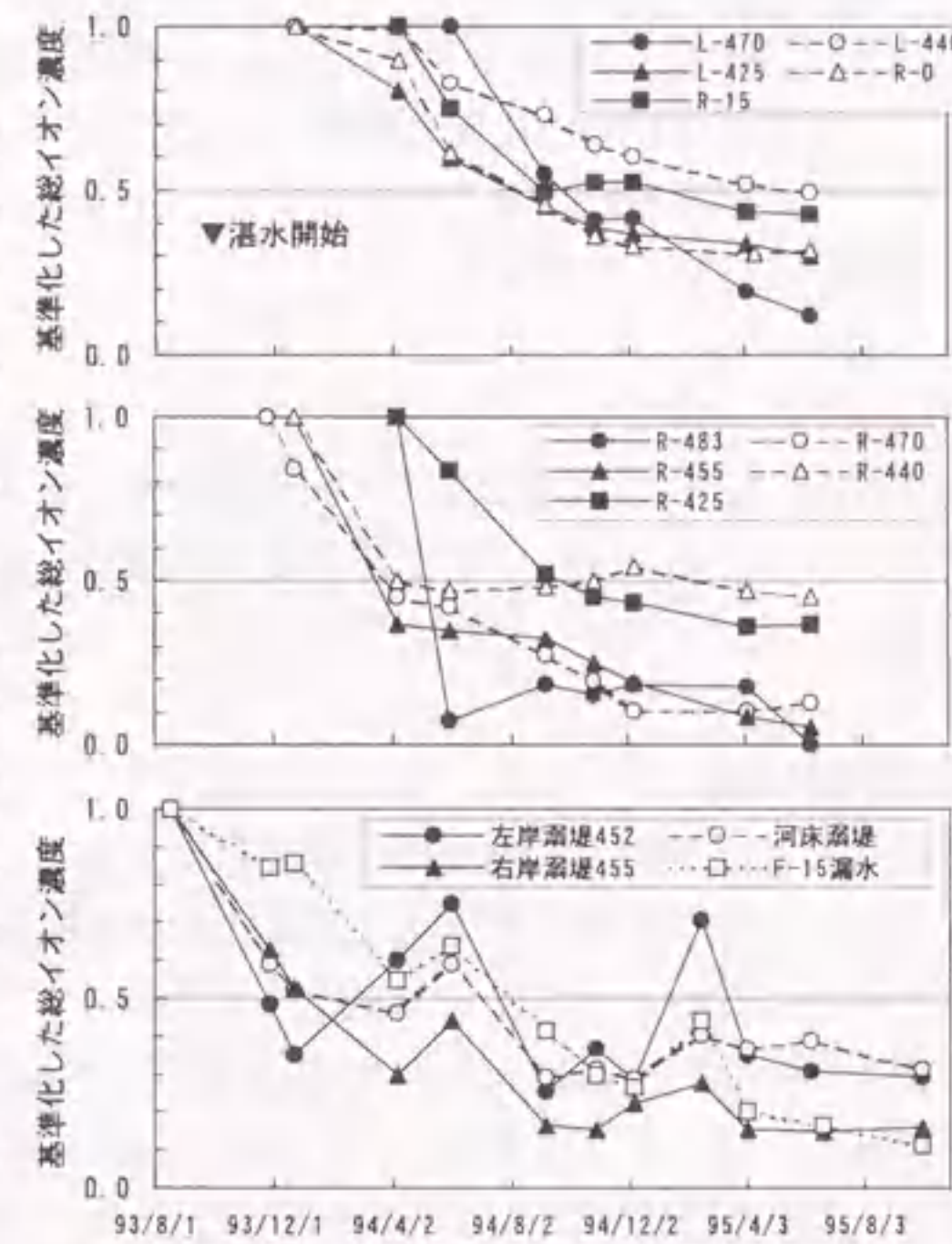


図-6.12 基準化した総イオン濃度の時間変化

①グループI:

河床溺堤や右岸溺堤 455 のように、湛水後調整池水の混入によってイオン濃度が単調に減少している地点。

②グループII

監査廊内水量水圧計湧水に多く見られる傾向であるが、湛水後高濃度のイオンを含む滞留地下水が押し出されることによりイオン濃度が増加した後、調整池水の混入によって濃度が低下する地点。

グループIでは、湛水前から地山湧水からの浸透水が侵入しているために、グループIIで起きている高濃度の地下水の押し出しがすでに終了している可能性がある。

c)硝酸イオン濃度の変化

川浦ダムでは、監査廊内湧水の硝酸イオン濃度の時間変化から、湛水による段階的な地下水の押し出しを伴う流動現象が捉えられた。図-6.8 に示す上大須ダムにおける監査廊内湧水の硝酸イオン濃度は単調に減少しており、川浦ダムとは異なる濃度変化を示している。これは、上大須ダムは川浦ダムに比べて基礎岩盤の亀裂が多いために、調整池からの浸透水が種々の経路を通して混合しながら浸透していることを示唆している。

R-0、R-15、R-425、L-425 は、河床部付近の低標高部の湧水であり、硝酸イオンはほとんど検出されていない。これらの湧水は、イオン濃度の時間変化から示される調整池水の流下時間はいずれも10ヶ月以上と長く、調整池内の硝酸イオンが浸透の過程で岩盤に吸着されてしまったものと推定される。

6.5 水温データを用いた調整池水の流下時間の計算

地下水の水温データから地下水の流速を求める方法は、Stallman²⁾によって提示され、我が国でもその基本式を基にして地下水の流速を求めるためのType Curveの導出³⁾や河川周辺での地下水流速の推定⁴⁾が試みられている。しかし、ダム漏水の水温データを用いて地下水の流動速度を評価した例はない。

ダム湛水時には一般の地下水の流動環境に比べて非常に大きな動水勾配が発生し、地下水の流動速度も大きくなる。したがって、供給側である調整池水の温度変動が下流側に伝達される可能性も高い。この場合、水温の伝達速度と減衰率から、調整池水の流下時間が推定可能となる。以下にその手順を示す。

水・熱輸送に関する水平一次元熱移流拡散方程式は次式となる²⁾。

表-6.2 イオン濃度の変化から推定された調整池水の流下時間

観測地点	観測地点の標高 (EL.m)	貯水位が観測地点の標高に達した時期	平均的な調整池水の流下時間(month)	HWL時の監査廊内湧水量 (l/min)
左岸溺堤 452	452	93/10/3	2~10	43
河床溺堤 432	432	93/10/1	4~9	570
右岸溺堤 455	455	93/10/4	2	120
L-470	470	93/10/10	12	11
L-440	440	93/10/1	20	5.2
L-425	425	93/10/1	10	17
R-0	419	93/10/1	10	16
R-15	419	93/10/1	11~15	21
R-425	425	93/10/1	12	18
R-440	440	93/10/1	6~16	23
R-455	455	93/10/4	6	1.8
R-470	470	93/10/10	6	120
R-483	483	93/11/15	7	366
F-15 漏水	458	93/10/4	10	30

$$c\rho \frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} - \nu c_0 \rho_0 \frac{\partial T}{\partial x} \quad (6.1)$$

ここで、 $c\rho$ は地盤とその間隙に含まれる水を含めた地層の熱容量、 $c_0\rho_0$ は水の熱容量、 c は比熱、 ρ は密度、 k は地盤とその間隙に含まれる水を含めた地層の熱伝導率、 ν は水平方向移流フラックス（ダルシー流速）を表す。

$x=0$ における境界条件を周期関数（周期 τ 、振幅 ΔT_0 ）で与え、 $x=\infty$ における温度を T_A とすると、 $x=0$ から距離 x の地点における任意の時間 t の水温 T は次式となる⁵⁾。

$$T = T_A + \Delta T_0 e^{-ax} \sin\left(\frac{2\pi}{\tau}t - bx\right) \quad (6.2)$$

ここで、

$$a = \sqrt{M^2 + \frac{N^4}{4} + \frac{N^2}{2}} - N \quad (6.3)$$

$$b = \sqrt{M^2 + \frac{N^4}{4} - \frac{N^2}{2}} \quad (6.4)$$

$$M = \frac{\pi c \rho}{k \tau} \quad (6.5)$$

$$N = \frac{\nu c_0 \rho_0}{2k} \quad (6.6)$$

式(6.2)を用いて河床湖堤の水温データをサンプルデータとした計算を行った。計算に必要な水および地層の比熱 c 、密度 ρ の値は、表-6.3に示す佐藤・佐々木⁶⁾の実験データを参考にして砂岩および頁岩の平均的な値（ $c=0.27$ 、 $\rho=2.45$ ）とした。

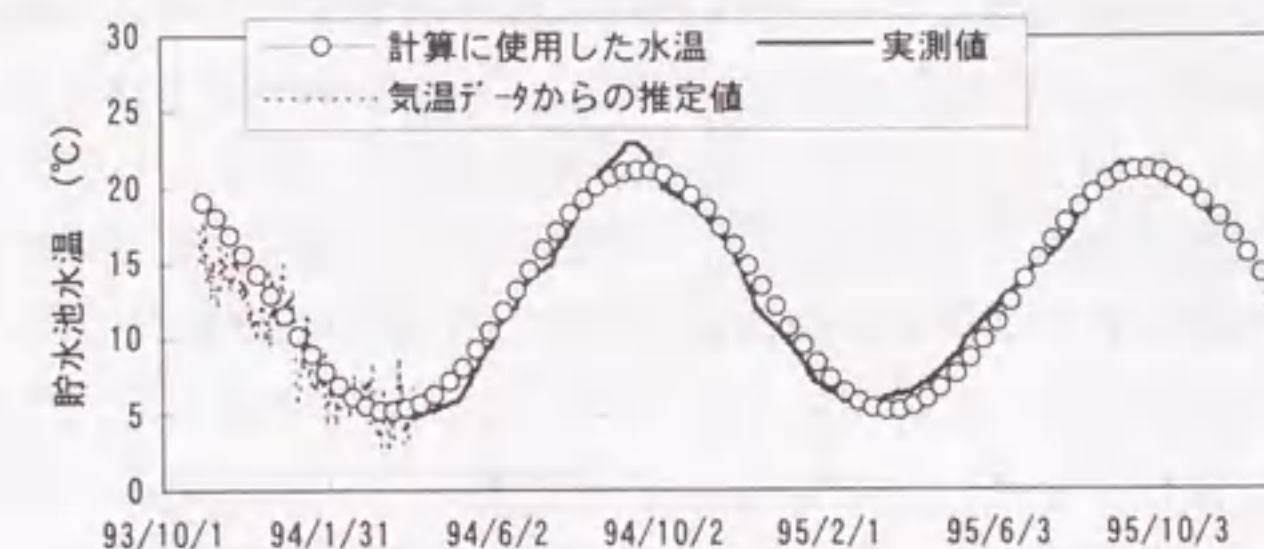
表-6.3 水および国内湿潤岩石の密度、比熱、熱伝導率、熱拡散率
(佐藤、佐々木⁶⁾のデータを整理)

名称	比熱 c $\frac{\text{cal}}{\text{g}\cdot^\circ\text{C}}$	密度 ρ $\frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$	熱伝導率 k $\frac{\text{cal}}{\text{cm}\cdot\text{sec}\cdot^\circ\text{C}}$	熱拡散率 $\alpha=k/c\rho$ $\frac{\text{cm}^2}{\text{sec}}$
水	1.0	1.0	0.00144	0.00144
花崗岩	0.19~0.22	2.55~2.64	0.0038~0.0059	0.0069~0.0118
玄武岩	0.22	2.44~2.49	0.0041~0.0053	0.0075~0.0100
砂岩	0.27~0.37	2.05~2.21	0.0022~0.0048	0.0033~0.0081
頁岩	0.20~0.23	2.74~2.80	0.0064~0.0075	0.0117~0.0119
凝灰岩	0.23~0.35	1.75~2.27	0.0019~0.0047	0.0033~0.0089
安山岩	0.21~0.22	2.33~2.37	0.0034~0.0052	0.0066~0.0100

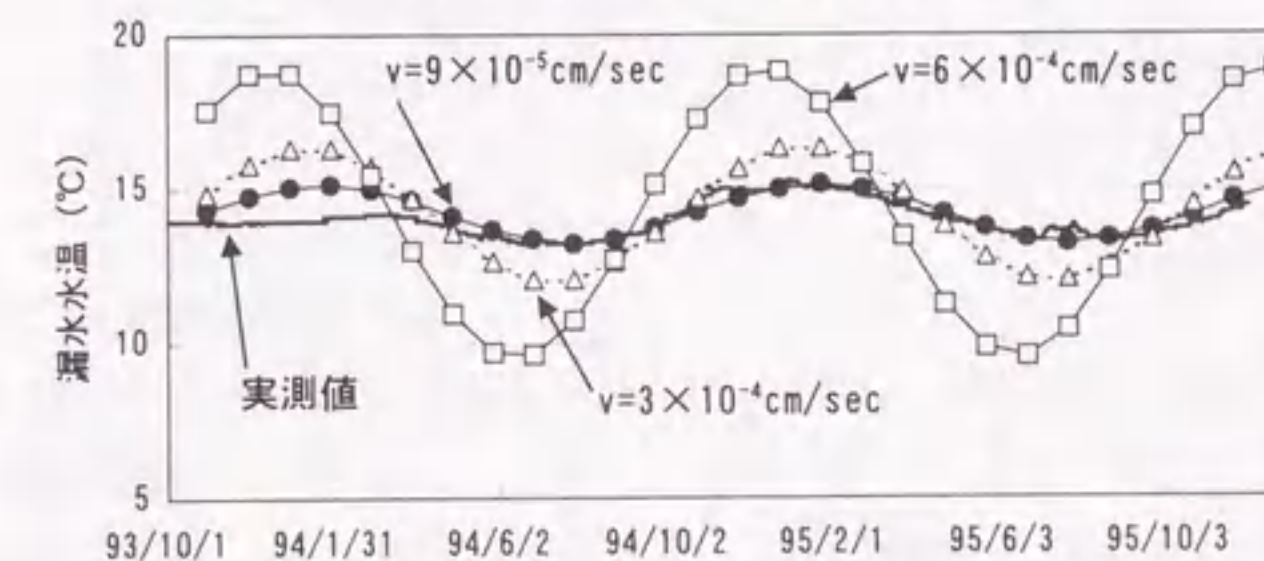
調整池からの浸透速度を求めるには、熱的な物性以外に岩盤の有効間隙率 n_e 、調整池からの流下距離のデータが必要である。グラウチング施工前の本ダム基礎岩盤の透水係数は、概ね10~20ルジオンであることから、砂岩の透水係数と間隙率との関係を整理したデータ⁷⁾を基に有効間隙率を0.10~0.20と設定した。調整池からの流路長は、次節の図-6.15に示す非定常浸透流解析による浸透経路のうち、河床湖堤で集水される漏水の平均的な流下距離を用いれば約100mとなる。以上のデータを用い、ダルシー流速 ν と熱伝導率 k の値を様々に変化させて計算した結果を図-6.13に示す。

図-6.13(a)には、 $x=0$ すなわち調整池における境界条件である周期関数のパラメータ（周期 τ 、振幅 ΔT_0 ）を求めるために、調整池水温の実測値にフィッティングさせた結果を示す。調整池水の基準水温は1994年9月1日から1年間の実測値の平均値（13.2℃）を用い、変動幅8℃、周期365日の正弦関数でほぼ近似できる。

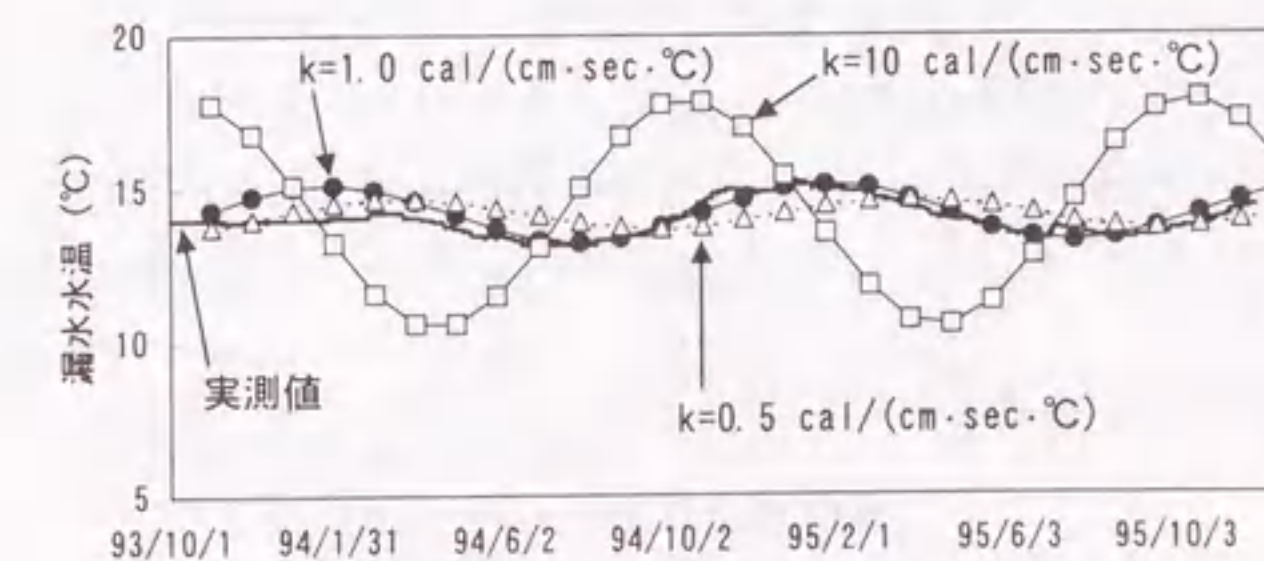
図-6.13(b)および図-6.13(c)は、河床湖堤の水温変動を再現するためのパラメータを求め



(a) 調整池水温の実測値と正弦関数による近似値



(b) 流速を変化させた場合 ($k=1.0 \text{ cal}/(\text{cm}\cdot\text{sec}\cdot^\circ\text{C})$)



(c) 熱拡散率を変化させた場合 ($\nu=9.0 \times 10^{-5} \text{ cm/sec}$)

図-6.13 河床湖堤を対象にした熱の移流拡散解析結果

た結果である。ダルシー流速 v が $9.0 \times 10^{-5} \text{ cm/sec}$ 、熱拡散率 k が $1.0 \text{ cal/(cm}\cdot\text{sec}\cdot^\circ\text{C)}$ の時に河床溺堤の水温変動が再現できている。このとき、河床溺堤の漏水の基準温度は調整池同様 1994 年 9 月 1 日からの 1 年間の平均値 (14.2°C) を用いた。流下距離を 100m とすると、有効間隙率が 0.10 のとき調整池水の流下時間は 4.3 ヶ月、有効間隙率が 0.20 のときは 8.6 ヶ月となる。これは、イオン濃度の時間変化から求めた流下時間 4~9 ヶ月にほぼ一致する。

もう一方のパラメータである熱伝導率 k の値は、表-6.3 に示した湿潤岩石の熱伝導率に比べて 2 オーダー程度大きな値である。通常、岩盤の有効間隙率は小さいので、地下水の流動がない場合には表-6.3 に示す岩石の熱伝導率に近い値で熱の拡散現象が記述できる。しかし、今回のように移流が卓越する場合には、式(6.1)の k は熱伝導だけでなく移流による熱の分散効果も含めた熱伝導率となるために、岩石試料を用いて測定された熱伝導率とは大きく異なる値になる。

物質の移流拡散現象では図-6.14 に示すような分散現象のスケール効果⁸⁾が存在することが知られており、熱の移流拡散現象においても同様な効果が存在すると考えられる。今回の計算で求められた熱拡散率 α ($\alpha = k / (c\rho)$) と実流速 u ($u = v / ne$) から分散長 L ($L = \alpha / u$) を計算すると 8~33m となる。これを流下距離の 100m に対して図-6.14 にプロットすると、既往のトレーサ試験や地下水汚染実例から求められた実測データの中に包含される。これより、今回求めた地層の熱拡散率が物質の移流拡散現象から示される値と比較しても矛盾するものではないことが確認される。

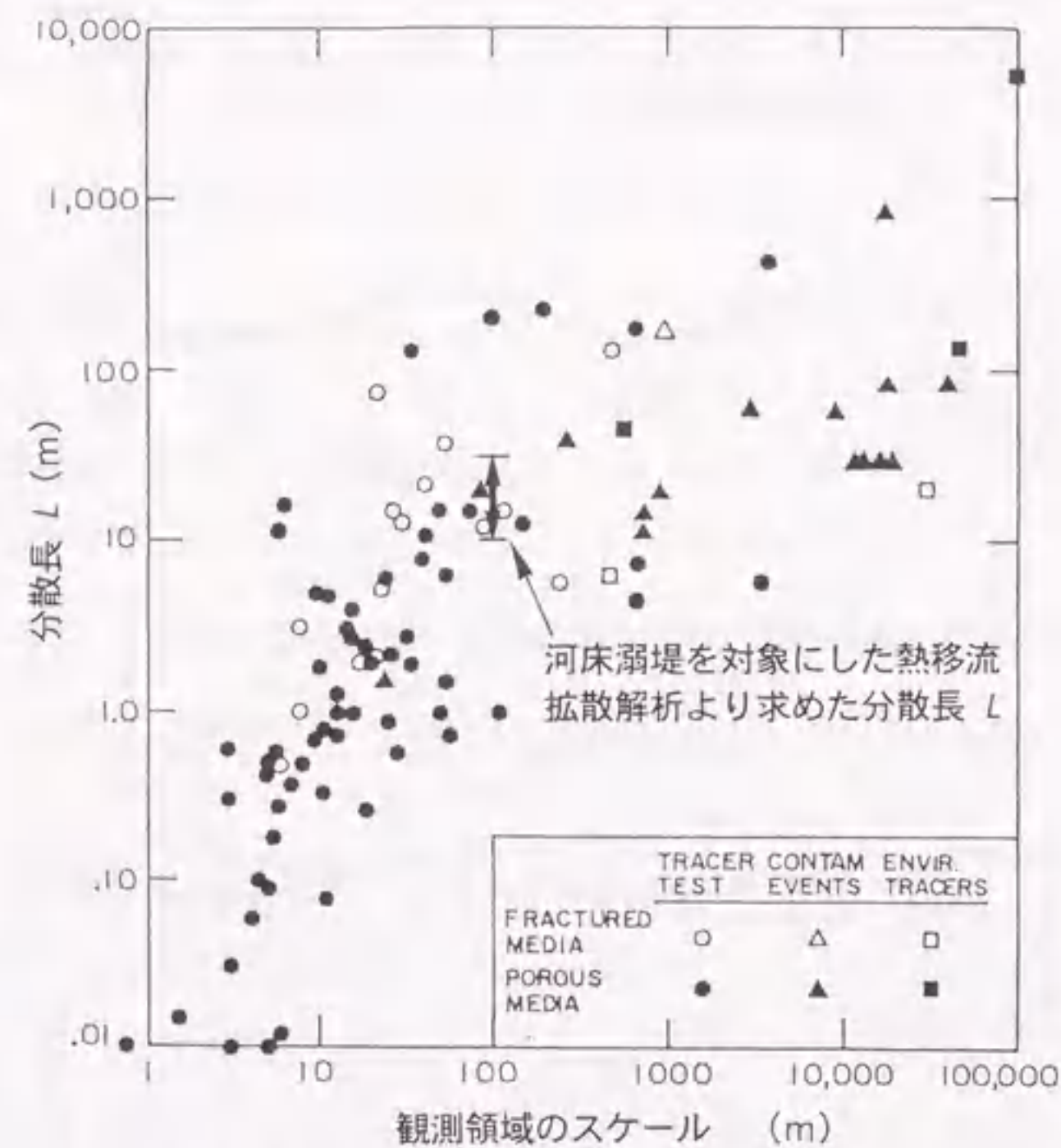


図-6.14 分散長のスケール効果⁸⁾および本解析から得られる分散長

熱の移流拡散問題は、多くの場合熱伝導が卓越する現象を対象にすることが多く、100m 規模の領域を対象にして、水の移流が卓越する場における熱の移流拡散現象を取り扱った例は少ない。通常のダム漏水監視では、漏水の水温データは調整池水からの浸透水が周辺地山からの浸透水かを判別するための指標として位置付けられているが⁹⁾、地下水の流動速度を定量的に把握するために利用された例は筆者らが知る限りは皆無である。今回示した方法は、測定が非常に簡単であるという何者にも代え難い利点を持つ水温度データを利用するものであり、かつ計算も簡単である。調整池水温が季節変化を有するダムにおける漏水の評価手法として、今後広く活用できるといえる。

6.6 非定常浸透流解析による調整池水の流下時間の計算

上記のイオン濃度および水温の時間変化から示された調整池水の流下時間と、設計値を使って計算される地下水の流動速度を比較するために、粒子追跡法を併用した非定常浸透流解析を実施した。解析に使用した物性を表-6.4 に示す。透水係数は、奥田ほか¹⁰⁾がパイピングに対する安全性ならびにダム漏水量を計算する際に設定した値を採用した。また、基礎岩盤の有効間隙率は小鯛⁸⁾が整理した砂岩の間隙率データを参考にし、比貯留係数は Domenico and Mifflin¹¹⁾を参考に設定した。解析モデルは、図-6.15 に示すようにダムの上下流方向の標準断面とし、上流側の水位条件には実測の貯水位の時間変化を与えた。

表-6.4 浸透流解析に使用した物性

区分	透水係数 (cm/sec)	有効間隙率	比貯留係数 (m^{-1})
基礎岩盤(0-20m)	2.0×10^{-4}	0.20	1×10^{-5}
基礎岩盤(20-40m)	1.5×10^{-4}	0.10	1×10^{-5}
基礎岩盤(40m 以深)	1.0×10^{-4}	0.02	1×10^{-5}
監査廊部	1.0×10^{-8}	0.02	1×10^{-5}
ブランケット部	1.0×10^{-4}	0.05	1×10^{-5}
カーテン部	5.0×10^{-5}	0.05	1×10^{-5}
コア部	1.0×10^{-5}	0.50	1×10^{-5}

表-6.5 調整池から下流流出端までの流下時間

流線	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8
流下時間 (month)	1.7	4.9	6.0	9.9	13	20	32	186

解析の結果得られた地下水の流線を図-6.16 に示し、調整池側の流入点から下流流出点までの流下時間を表-6.5 に示す。

河床溺堤の集水堰は、ダムのフィルタ部直下流に設置されており、図-6.16 に示す流線のうち P1~P4 の経路を浸透する漏水が集水される。したがって、浸透水の流下時間は表-6.5 より 2~10 ヶ月となる。

イオン濃度の変化から推定される河床溺堤への調整池水の流下時間、および調整池と漏水の水温度データを用いた熱の移流拡散解析結果から求めた流下時間はいずれも 4~9 ヶ月であり、上記の計算結果にほぼ一致する。

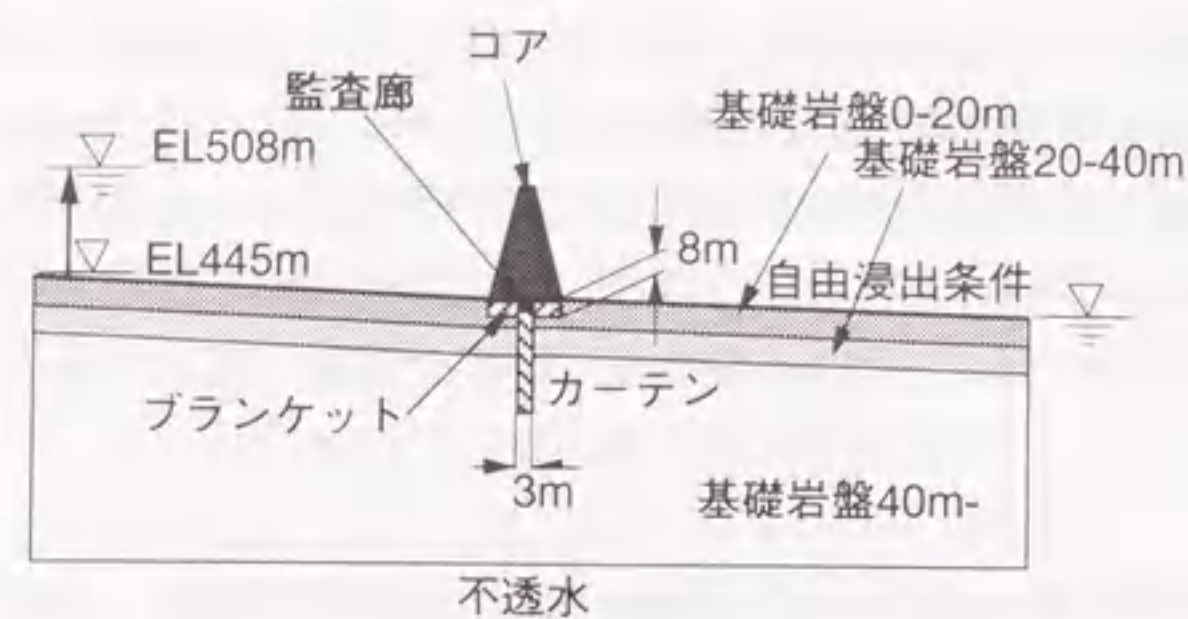


図-6.15 非定常浸透流解析モデル

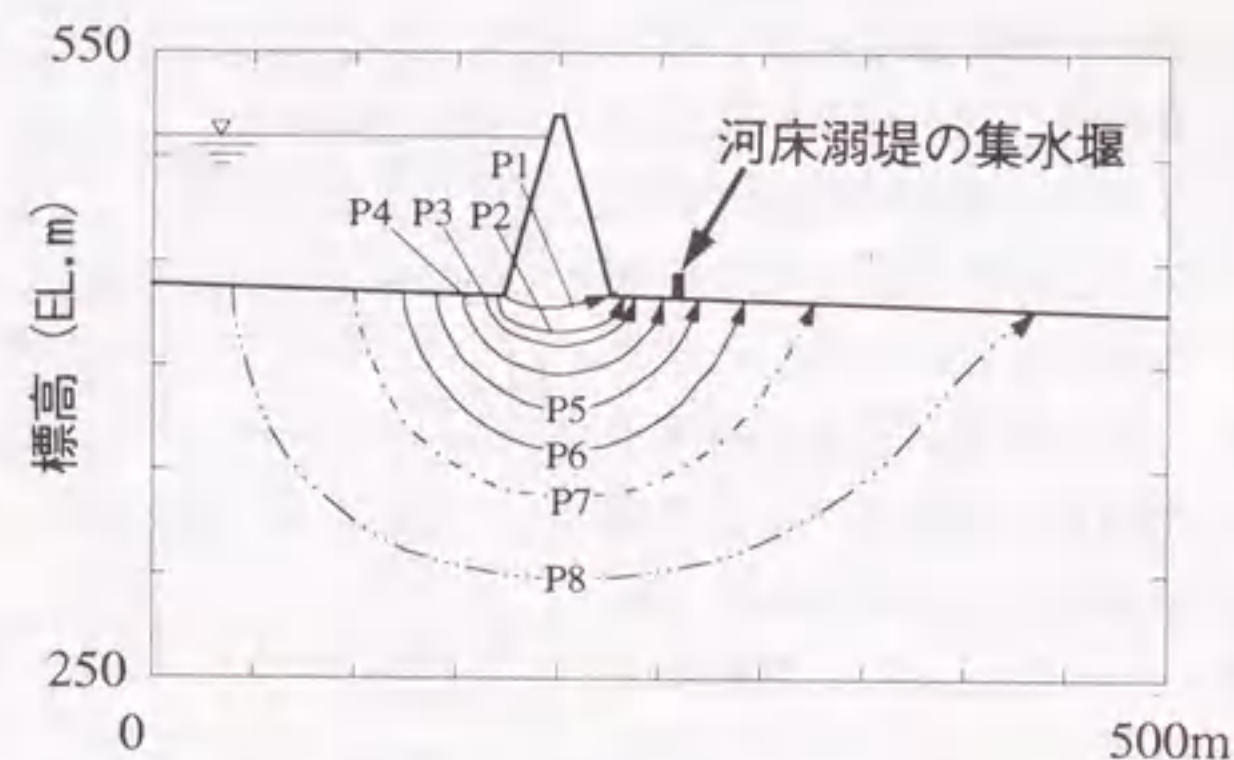


図-6.16 粒子追跡法による調整池水の浸透経路

6.7 まとめ

本研究によるイオン濃度、水温の調査結果および非定常浸透流解析、熱の移流拡散解析から、以下の事項が示された。

- (1)上大須ダム調整池水温は、気温変動から一定の時間遅れを持って変化し、下流漏水温度も調整池水温変動からさらに時間遅れを持って変化する。
- (2)上記水温の時間遅れは、1次元の熱移流拡散モデルで近似でき、漏水温度の実測値と比較することにより調整池水の流下時間を求めることができる。
- (3)調整池水温の季節変動と漏水の温度変化から流動速度を推定する方法は、計測が簡便であり、漏水の評価手法として広く活用できる。
- (4)漏水の水質は、高濃度の硫酸カルシウム型であり、調整池水との濃度差が大きいことからイオン濃度により調整池水の浸入を検出しやすい。
- (5)イオン濃度の変化から推定される下流への調整池水の流下時間は、上大須ダム全体では2~20ヶ月であり、川浦ダムの7~20ヶ月より短い。これは基礎岩盤の透水性の差およびグラウチングの改良目標値の差によるものと考えられる。

- (6)設計値を入力データとした粒子追跡法を併用した非定常浸透流解析による河床湖堤への調整池水の流下時間は2~10ヶ月であり、イオン濃度の時間変化から求めた4~9ヶ月、調整池および漏水の水温データを用いた熱の移流拡散解析結果から求めた4~9ヶ月にほぼ一致し、本地点の基礎処理は設計値を満足するように施工されていることが確認される。本章では、イオン濃度を用いた調査結果に加え、従来測定の簡便さから多くのダムにおいて測定されているにもかかわらず、必ずしも有効に活用されているとは言い難い水温データを用い、調整池からの浸透速度を定量的に推定する手法を示した。本手法は、今後、多くのダム現場において、地下水流動を評価するための簡便な手法として大いに活用できるものと考えられる。

参考文献

- 1) 宮口友延、吉田明：上大須ダムの施工について、ダム日本、No.590、pp.43-69、1993。
- 2) Stallman, R. W. : Computation of groundwater velocity from temperature data, U.S. Geol. Surv. Water Supply Pap., 1544-H, pp.36-46, 1963.
- 3) 佐倉保夫：帯水層の温度分布から地下水流速を推定する試みについて、筑波大学水理実験センター報告、No.1、pp.67-76、1977。
- 4) 谷口真人：長野平野における地下水温の形成機構、地理学評論、Vol.60、No.11、pp.725-738、1987。
- 5) Stallman, R. W. : Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature, *Journal of Geophysical Research*, Vol.70, No.12, pp.2821-2827, 1965.
- 6) 佐藤邦明、佐々木康夫：岩の伝熱および熱水浸透流による熱拡散係数の実験的研究、土木学会論文集、第351号、II-2、pp.127-135、1984。
- 7) 小鯛桂一：岩盤透水性のグラフ表示、地質調査所月報、第35巻、第9号、pp.419-435、1984。
- 8) Gelhar, L. W., A. Mantoglou, C. Welty and K. R. Rehfeldt : A review of field-scale physical solute transport processes in saturated and unsaturated porous media, EPRI EA-4190, Project 2485-5, Final Report, 1985.
- 9) 平山修一、黒田重徳：維持管理、改訂新版最新フィルダム工学、山海堂、p.685、1981。
- 10) 奥田宏明、藍田正和、西野健三：上大須ダムのブランケットグラウチングについて、ダム工学、No.10、pp.29-40、1993。
- 11) Domenico, P. A. and M. D. Mifflin : Water from low permeability sediments and land subsidence. *Water Resources Research*, Vol.1, 1965.

第7章 砂岩・粘板岩地帯におけるロックフィルダム初期湛水時の地下水調査—長野県味噌川ダム—

7.1 はじめに

本章では、浸透水の水質データを利用して貯水池水の流動速度を評価する手法を大規模ロックフィルダムに適用し、さらに粒子追跡法による非定常浸透流解析結果と比較することによりマクロなダム基礎岩盤の透水性を評価した結果について述べる。

7.2 調査地点の概要

調査対象とした味噌川ダムは、長野県木曾郡木祖村に建設された中央土質しゃ水壁型ロックフィルダムである。ダムの上下流方向の断面図を図-7.1に示し、ダムおよび貯水池の諸元を表-7.1に示す。

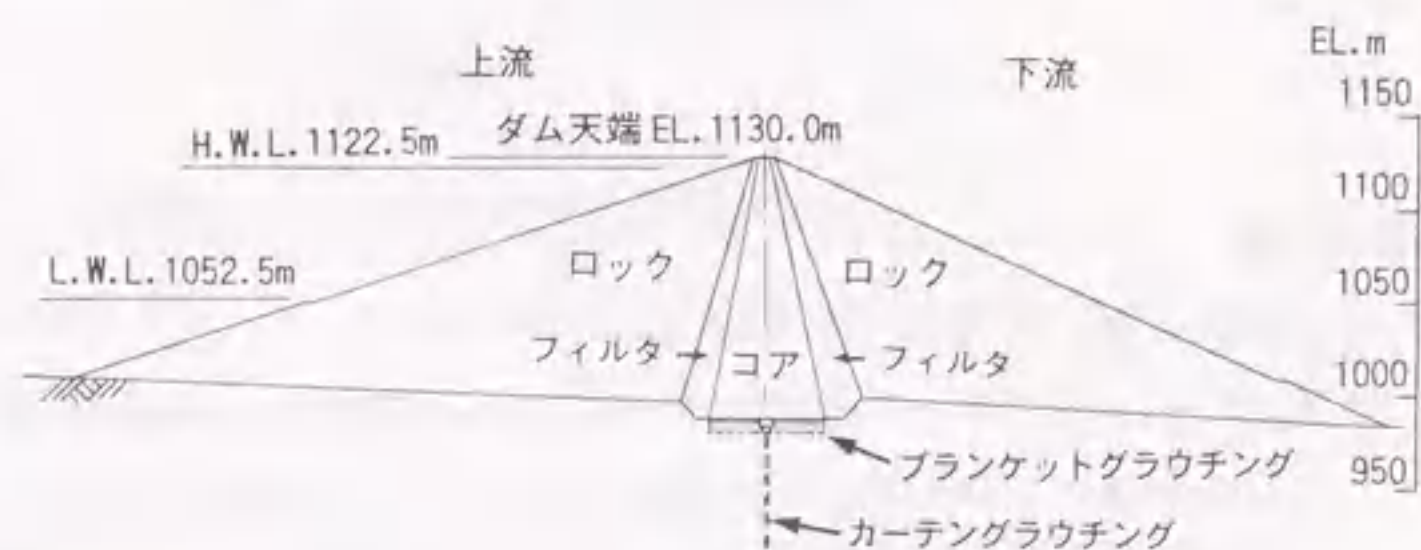


図-7.1 ダム標準断面図

表-7.1 ダムおよび貯水池の諸元

形 式	中央土質しゃ水壁型 ロックフィルダム
堤 高	140.0 m
堤 頂 長	446.9 m
堤 体 積	8,900,000 m ³
流域面積	55.1 km ²
湛水面積	1.35 km ²
総貯水容量	61,000,000 m ³
有効貯水容量	55,000,000 m ³
常時満水位	EL.1122.5 m
サ-チャ-ジ`水位	EL.1122.5 m
洪水期制限水位	EL.1113.0 m
最低水位	EL.1052.5 m

ダムサイトの地質は、中生代三畳紀~ジュラ紀の味噌川層、その下位の敷原層に分類され、砂岩、粘板岩およびそれらの互層からなっている。ダムサイトの地質構成を表-7.2に示す。

ダムサイトの岩級区分は、上流ロック敷は CL 級を主体とし、下流ロック敷は河床付近は概ね CM 級で縞状に CH 級が出現し、左右岸アバット部は CL 級である。カーテングラウチングは改良目標値 3 ルジオンで施工されている。

7.3 初期湛水状況

味噌川ダムは 1993 年 12 月 10 日から初期湛水を開始し、1994 年 5 月に EL.1081.9m に達した。その後は洪水期を迎えるために貯水位を下げ、同年 6 月~7 月は EL.1061.6m で水位を保持した。さらに同年の木曾川の渇水に対処するため、8 月上旬から中旬にかけて緊急放流を行い、最低水位まで貯水位を下げた。非洪水期の 10 月以降は徐々に水位を上昇させた。その後、1995 年秋以降、再び木曾川の渇水により水位の上昇速度は遅かったが、1996 年春先の融雪により貯水が進み、同年 4 月に満水位 EL.1122.5m を迎えている。

表-7.2 ダムサイトの地質構成

地質時代	地 層	層 相	記 事
新 生 代	第 四 紀	現河床および扇状地堆積物	砂礫・土砂 現河床、扇状地にありルーズである。
		崖錐堆積物	砂混り土砂 細粒分の多いもの、少ないものなどがあり、ルーズである。
	更 新 世	降下堆積物	火山灰質粘性土 山腹の緩傾斜地や段丘に分布
		段丘堆積物	シルト・砂・礫 数段あり、一部古期崖錐堆積物あり
新 第 三 紀 *	岩 脈	高輝岩安山岩 幅 2m~数 10m で脈状に分布	
中 生 代	ジュラ紀 ~ 三 畳 紀	砂岩	粘板岩の薄層を挟む。堅硬である。
		粘板岩	砂岩を含む。層理が発達し細片化しやすい。
		チャート	堅硬・緻密であるが細状チャートのため細片化しやすい。

* 岩脈の地質時代については確定されていない。

味噌川ダムの浸透量は、図-7.2 に示すように下流フィルタ敷に設置された左岸高標高部 (PW1)、左岸中標高部 (PW2)、河床部 (PW3)、右岸中標高部 (PW4)、右岸高標高部 (PW5) の 5 箇所の集水壁と下流ロック敷 (PW6)、洪水吐き導流部 (PW7) の 2 箇所の集水壁において集水され、これらの 7 箇所の浸透量が下流の浸透流観測室において計測されている (括弧内の記号は集水域を示す)。浸透量の時間変化を降水量、気温、貯水位のデー

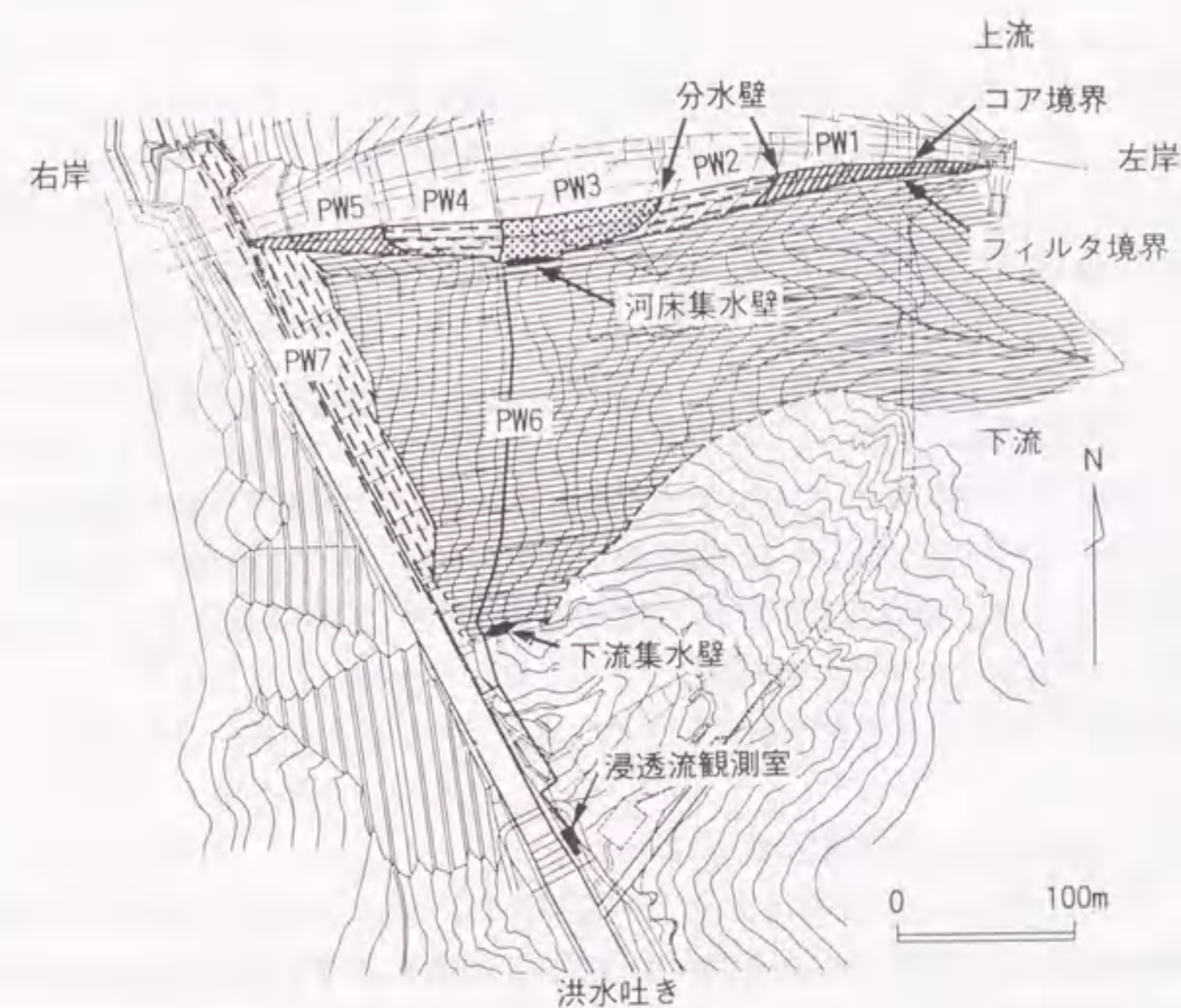


図-7.2 浸透量観測施設平面図

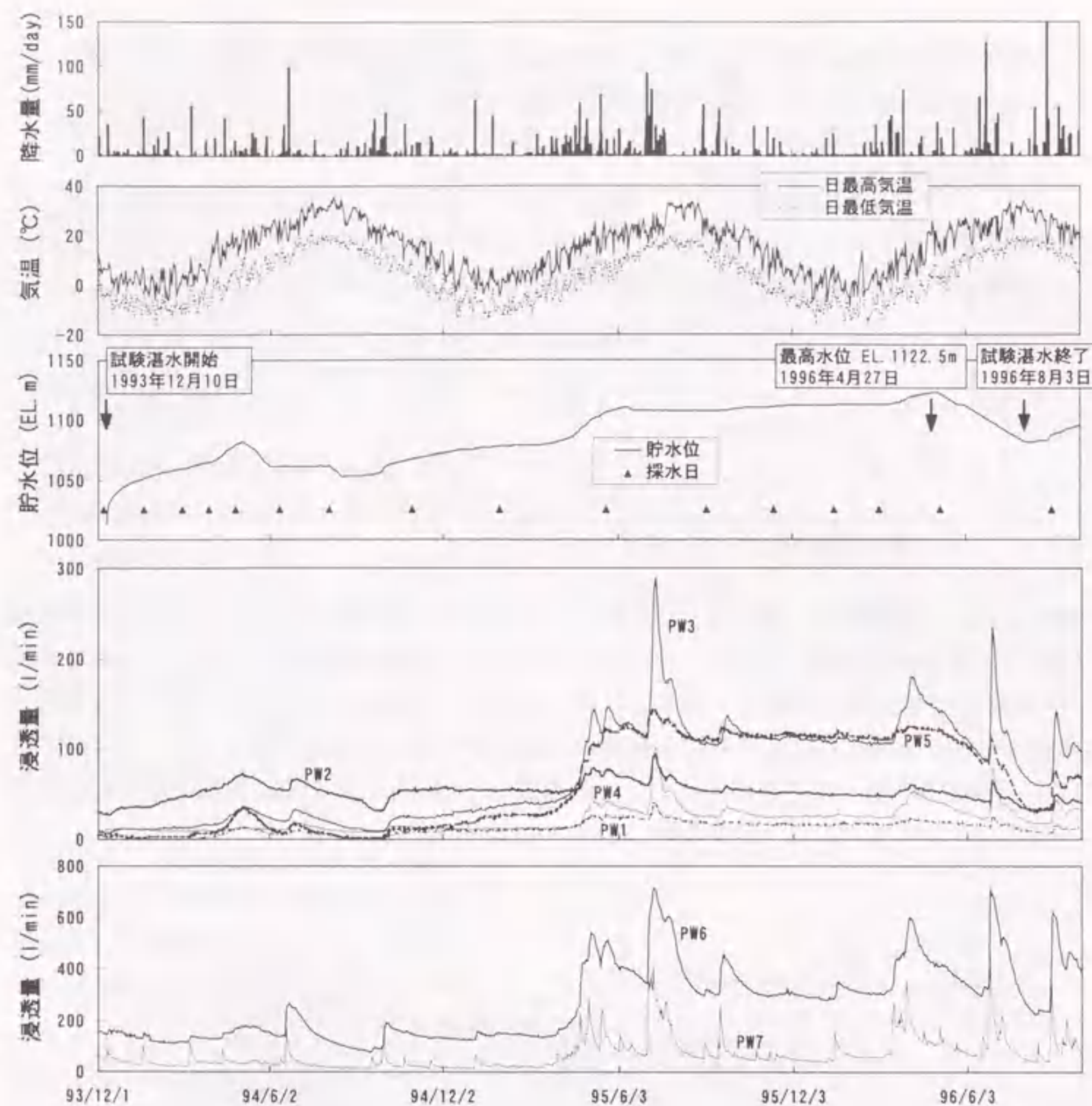


図-7.3 降水量、気温、貯水位、浸透量の時間変化

夕とともに図-7.3に示す。ここで、降水量は当日午前0時から翌日午前0時までの日降水量、日最高気温と日最低気温は当日午前0時から翌日午前0時の間で1時間毎に測定された気温の最高値と最低値である。貯水位は当日9時の自動観測値であり、浸透量は当日午前9時30分前後に測定された手動による観測値である。

図-7.3より、以下のことが示される。

(1) コア・フィルタ敷からの浸透量 (PW1~PW5)

コア・フィルタ敷からの浸透量では、1995年春の貯水位の上昇(貯水位 EL.1075~1105m間)に伴いPW3とPW5の浸透量が増加している。降水に対する応答はPW3では敏感であるが、PW5では鈍い。

PW1、PW4は、絶対量は少ないものの貯水位とほぼ連動した変化を示している。

PW2は、湛水初期には多かったが、1994年9月以降は、50~55l/minで貯水位の変動に無関係にほぼ一定の浸透量となっている。

(2) 下流ロック敷と洪水吐き (PW6とPW7)

PW7は貯水位とはほとんど相関が認められず、降水による影響が大きい。

PW6は、PW3、PW5同様、1995年春からの貯水位の上昇に伴って浸透量が増加している。降水に対する応答もPW3と同程度に敏感である。

7.4 水質調査

ダム初期湛水時に貯水池からの浸透水が下流側に到達すれば、下流で集水される浸透水中のイオン濃度は大きく変化する。したがって、ダム湛水前後での継続的な水質調査を実施することにより、その時間変化から湛水による影響が早期に現れる地点を検出することが可能となる。

(1) 調査項目と分析方法

調査項目は、水温、pH、電気伝導度、 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 SiO_2 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、 NO_3^- および環境中の放射性同位体であるラドン(^{222}Rn)である。水温以外は現地で採水した試料を直ちに実験室に送付した後、すべて室内にて測定した。 HCO_3^- 以外のイオン濃度はイオンクロマトグラフ法(DIONEX、2020i-3)、 HCO_3^- はJIS K 0101、 SiO_2 は吸光光度法により分析した。ラドン濃度は、試料500mlとシンチレータ入りのトルエン40mlを、空気と混合しないように専用のラドン抽出器に入れて攪はんした後、上澄みのトルエン約20mlを採取し、アロカ社製低バックグラウンド液体シンチレーションカウンター(LSC-LB I)を用いて測定した。

ラドン(^{222}Rn)は、岩石に含まれる親核種のラジウム(^{226}Ra)が放射性崩壊して地下水中に供給される放射性同位体である。半減期は3.8日と短く、揮発性の物質であるために、貯水池水中の濃度はほとんどゼロとみなすことができ、ダム初期湛水時に発生する可能性のある数日~10数日オーダーでの早い流速変化を検知するための指標として利用されている。

Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 SiO_2 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、 NO_3^- は、天然地下水に含まれる主要イオンである。このうち、 Cl^- は主として人間活動による汚染、 NO_3^- も主として肥料等の人為起源のイオンである。他のイオンは、地下水が流下する過程で接触する岩石から溶出したものであり、その濃度は岩種や風化の程度、岩石との接触時間等により異なる。したがって、ダム下流で採水された浸透水のイオン濃度からその流路に存在する岩質や浸透速度に関する情報を抽出することができる。

(2) 調査時期

本ダムにおける水質調査は、初期湛水前の1993年12月7日から開始され、1996年8月まで定期的実施された。採水間隔は湛水開始直後は約1ヶ月とし、徐々にその間隔を長くした。図-7.3に採水時期を併記する。

(3) 調査結果

水温、電気伝導度、ラドン濃度の時間変化を図-7.4に、主要イオン濃度の時間変化をヘキサダイアグラムで表示したものを図-7.5に、塩素イオン濃度、硝酸イオン濃度の時間変化を図-7.6に示す。これらのデータより以下のことが示される。

(a) 水温

図-7.4に示す本地点の浸透水の水温の時間変化を見ると、貯水池表層水の水温が季節的に大きく変化しているのに対し、基礎岩盤を通過してきた浸透水の水温はほとんど一定である。これは、浸透水の起源が温度変化の小さな貯水池底部の貯水池水であり、また仮に貯水池側で温度変化があったとしても浸透速度が遅いためその流動過程で温度変化が消散し、地下水の恒温層（地下水の温度は、ある深さに達すると1年中ほとんど変化しなくなりこの層が恒温層と呼ばれる。）の温度に近づいているものと考えられる。

ただし、PW1だけは、湛水初期に気温の変化に追従した変化が見られる。これは、PW1の浸透量が湛水初期にはゼロあるいは極微量であったために、浸透量測定室内の気温変動に影響されたためである。

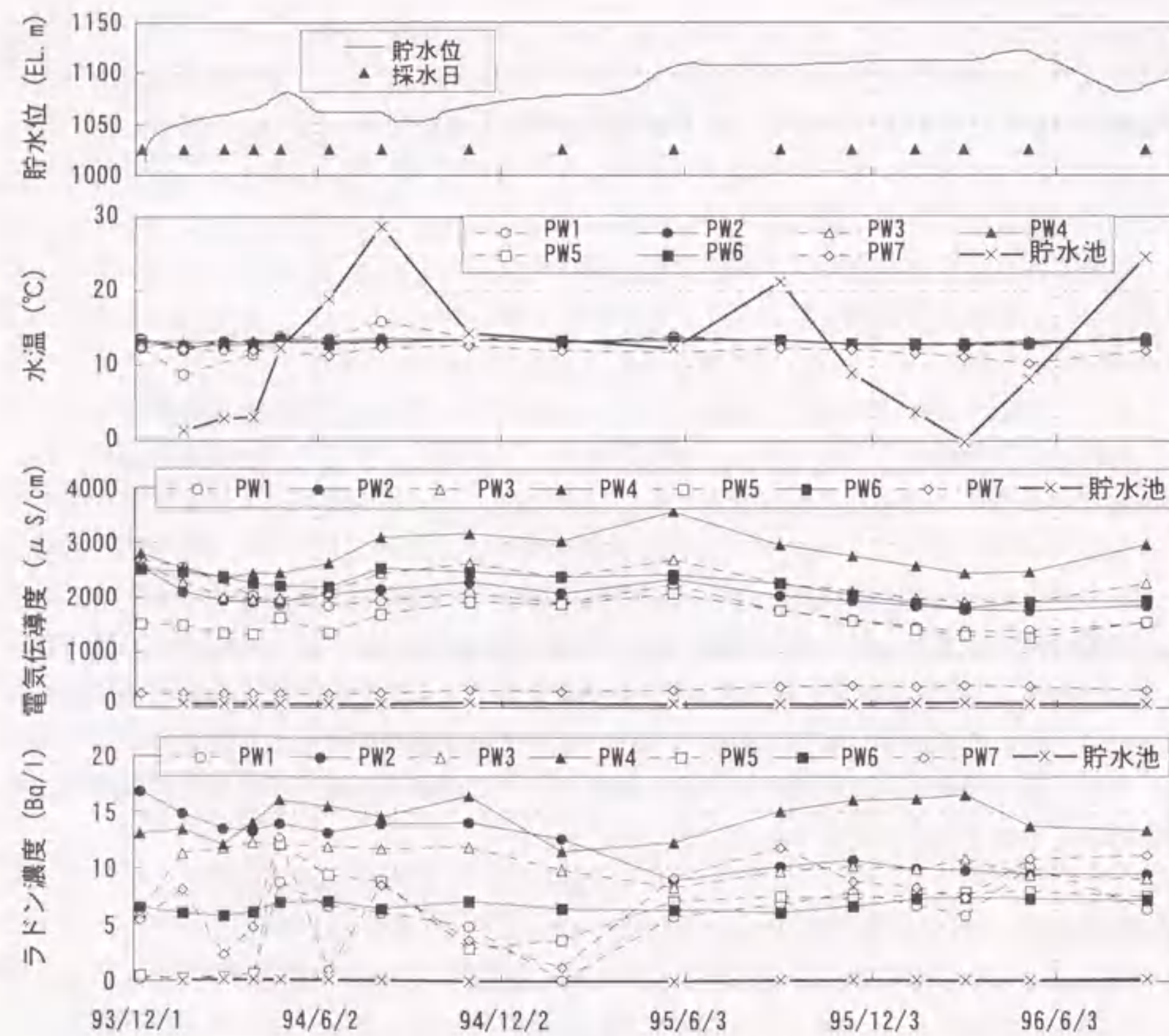


図-7.4 水温、電気伝導度、ラドン濃度の時間変化

(b) 電気伝導度

電気伝導度は、イオン濃度の総量を示す指標である。本地点の浸透水の電気伝導度は、地表水を主体とするPW7を除けば1000~3000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ と地下水としては高い部類に属する。一般に、地下水の電気伝導度は温泉地帯等の特殊な地質環境を除けば数100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ 以下である。例えば、本地点と同様な中生代の砂岩・粘板岩地帯のトンネル湧水の電気伝導度は500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ 以下となっている²⁾。これは、本地点の岩盤が過去に熱水変質を受けたことによる影響と推定されるが、その原因は明らかではない。

図-7.4より、電気伝導度は、時間変化は小さいものの湛水初期に電気伝導度が若干低下した後増加し、その後再び低下する傾向にあることが分かる。湛水初期の電気伝導度の低下とその後の増加は、湛水によって岩盤内の地下水が流動し始めたことを示すものと考えられる。

貯水池水の到達による影響と考えられる電気伝導度の低下は、1995年夏頃から徐々に示されるが、1996年夏の貯水位の低下による浸透量の減少により、電気伝導度は再度増加傾向に転じている。

(c) ラドン濃度

図-7.4のラドン濃度の時間変化を見ると、PW1、PW5では、湛水初期に低かったラドン濃度が、滞留地下水の押し出しによると考えられる濃度増加を示した後、1994年夏から1995年冬にかけて低下している。これらの採水地点では、湛水初期に浸透量が微量であったので、湛水初期の低いラドン濃度は、低流量によって空中への揮発量が増加したことによるものと考えられる。

高標高部の浸透水を集水するPW1、PW5では、1994年夏から1995年冬にかけてラドン濃度が低下している。ラドン濃度の低下は通常貯水池水の浸入に起因するが、電気伝導度を含めイオン濃度は減少していないことやその後再びラドン濃度が増加していることを考え併せると、貯水位の上昇によって貯水池水が浸入したとは考えられず、その原因は明らかではない。他の採水地点では、現在のところラドン濃度の急減は認められておらず、ラドンで検出できるような早い流速は生じていないといえる。

PW7におけるラドン濃度の時間変動は、降水の流入による影響と思われる。

(d) イオン濃度

水質の時間変化を図-7.5のようにヘキサダイアグラムで表示することによって、それぞれのイオン濃度の時間変化を一目で把握することができる。本調査期間中での浸透水中イオン濃度の時間変化は小さく、貯水池水の混入による影響が徐々に現れ始めている段階であるといえる。PW1~PW6の浸透水のイオン濃度は、カルシウムイオン、マグネシウムイオン、硫酸イオン濃度が特に高いため、上記の電気伝導度とほぼ同じ変化傾向を示している。

図-7.6に示すように、湛水初期のPW5の塩素イオン濃度は他の浸透水よりも高く、貯水位が上昇しPW5の浸透量が増加した時期である1995年春よりその濃度が低下している。これは、PW5では、湛水初期に右岸地山から塩素イオン濃度の高い地表水が混入しており、その後湛水により塩素イオン濃度の低い浸透水の混入量が多くなったことを示している。また、PW5は図-7.5に示すように、他の浸透水に比べてイオン濃度が約1/2と低く、湛水前からイオン濃度の低い地表水の混入があったと推定される。

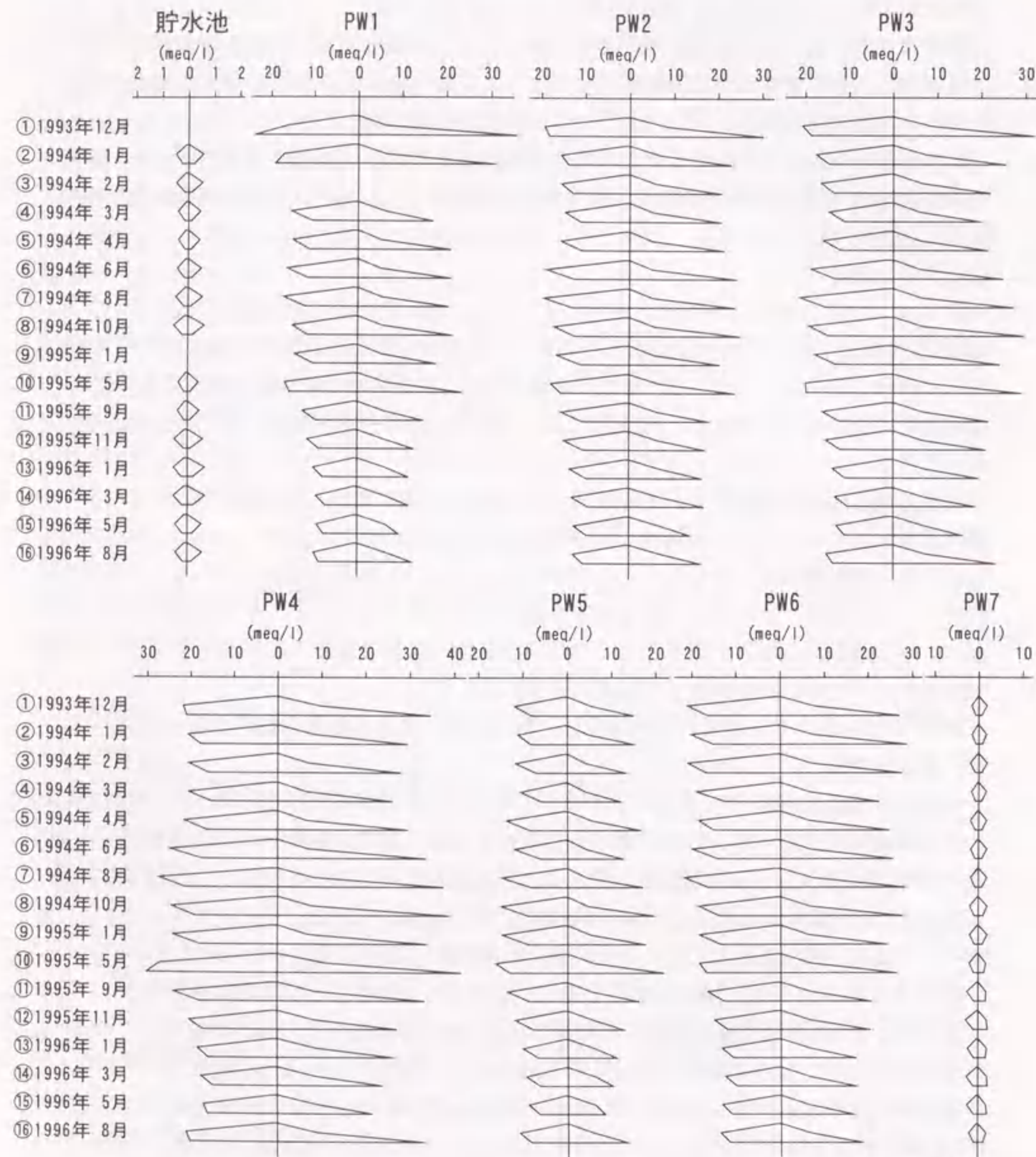
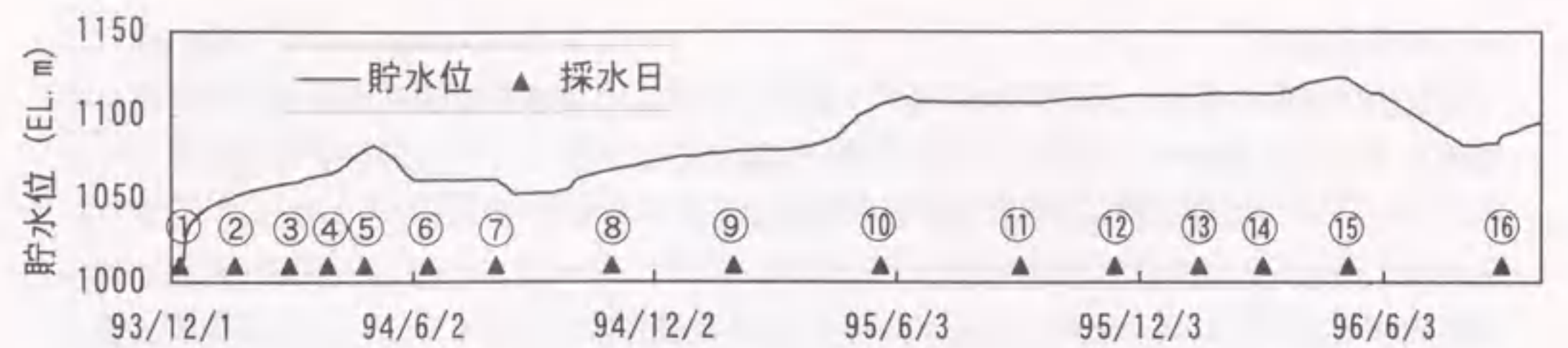


図-7.5 イオン濃度のヘキサダイアグラム

図-7.6より、PW7では1995年の春から塩素イオン、硝酸イオンの濃度が増加した後、1996年に入って低下していることがわかる。塩素イオンは、水道水の混入、凍結防止剤の混入等、硝酸イオンは、農薬・肥料や地表付近の有機物による影響が考えられ、いずれも地表付近の水の混入によって増加するものである。したがって、この時期にPW7に地表水の混入があったといえる。

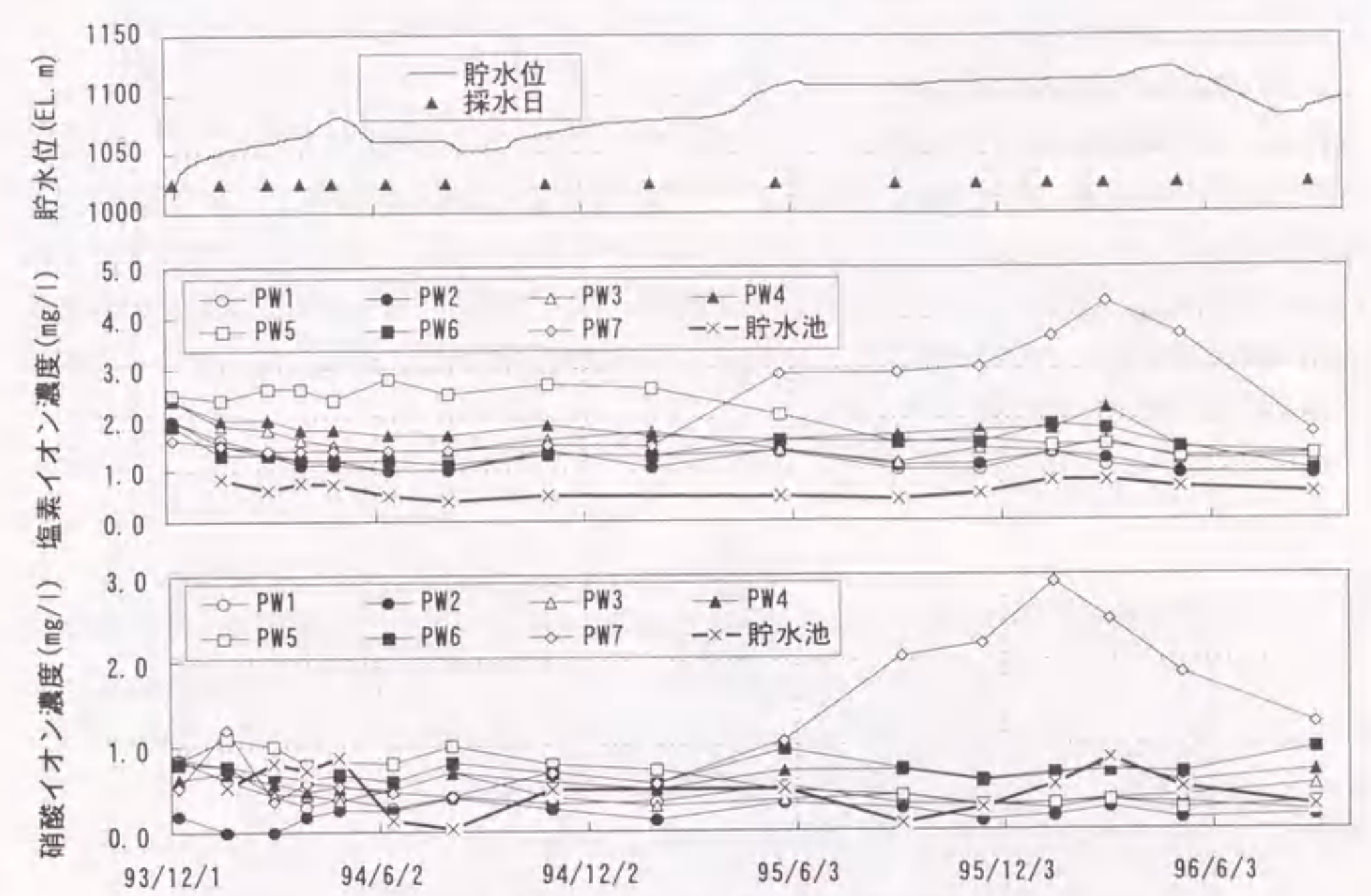


図-7.6 塩素イオン、硝酸イオン濃度の時間変化

7.5 粒子追跡法を併用した非定常浸透流解析

通常、貯水池水はその浸透過程において岩石からの溶出作用によりイオン濃度が増加する。したがって、貯水池水が下流側に到達した場合でもそのイオン濃度は貯水池水よりも高くなる。しかし、元々の地山に湛水前から滞留していた地下水の方が貯水池からの浸透水よりも岩盤中での滞留時間が長いために、地山地下水の方がイオン濃度が高いのが一般的である³⁴⁾。このような場合、滞留地下水に貯水池水を起源とするイオン濃度の低い水が混入することにより、浸透水中のイオン濃度は時間とともに低下する。味噌川ダムでは、図-7.5に示すように1995年から1996年にかけて貯水池水の混入によると考えられるイオン濃度の低下傾向が観察されるものの、湛水開始後約3年を経過してもいずれの浸透水の水質も貯水池水の水質とは大きく異なり、貯水池水の到達を示す明瞭な濃度低下は認められない。これは、本ダムでは岩石からのカルシウムイオン、マグネシウムイオン、硫酸イオン等の溶出量が多いため、貯水池水の混入による影響が下流浸透水のイオン濃度の低下として現れにくいことが一つの要因であるが、実際に貯水池水の浸透速度が遅いことも大きな要因であると考えられる。

そこで、ダム初期湛水時における貯水池水の平均的な浸透速度の目安を得るために、ダム基礎岩盤の透水係数、有効間隙率等のデータを使って粒子追跡法を併用した非定常浸透流解析を実施した。解析に使用した物性を表-7.3に示す。透水係数は実測値の平均値を用いた。有効間隙率と比貯留係数は実測値がないので、有効間隙率は小鯛⁵⁾の整理した砂岩・頁岩の間隙率データを参考にし、比貯留係数については Domenico and Miffin⁶⁾のデータを参考に設定した。解析モデルは、図-7.7に示すようにダムの上下流方向の標準断面とし、上流側の水位条件には実測の貯水位の時間変化を与えた。解析の結果得られた地下水の流線および貯水池側の流入点から下流の流出点までの流下時間を図-7.8に示す。

表-7.3 浸透流解析に使用した物性

区分	透水係数 (cm/sec)	有効間隙率	比貯留係数 (m^{-1})
基礎岩盤 (0~10m)	2.6×10^{-4}	0.15	10^{-5}
基礎岩盤 (10~80m)	1.3×10^{-4}	0.10	10^{-5}
基礎岩盤 (80m 以深)	1.3×10^{-5}	0.05	10^{-5}
カーテン部	1.1×10^{-5}	0.05	10^{-5}
ブランケット部	4.4×10^{-5}	0.05	10^{-5}
コア部	1.1×10^{-6}	0.30	10^{-5}
フィルタ部	1.6×10^{-3}	0.30	10^{-5}

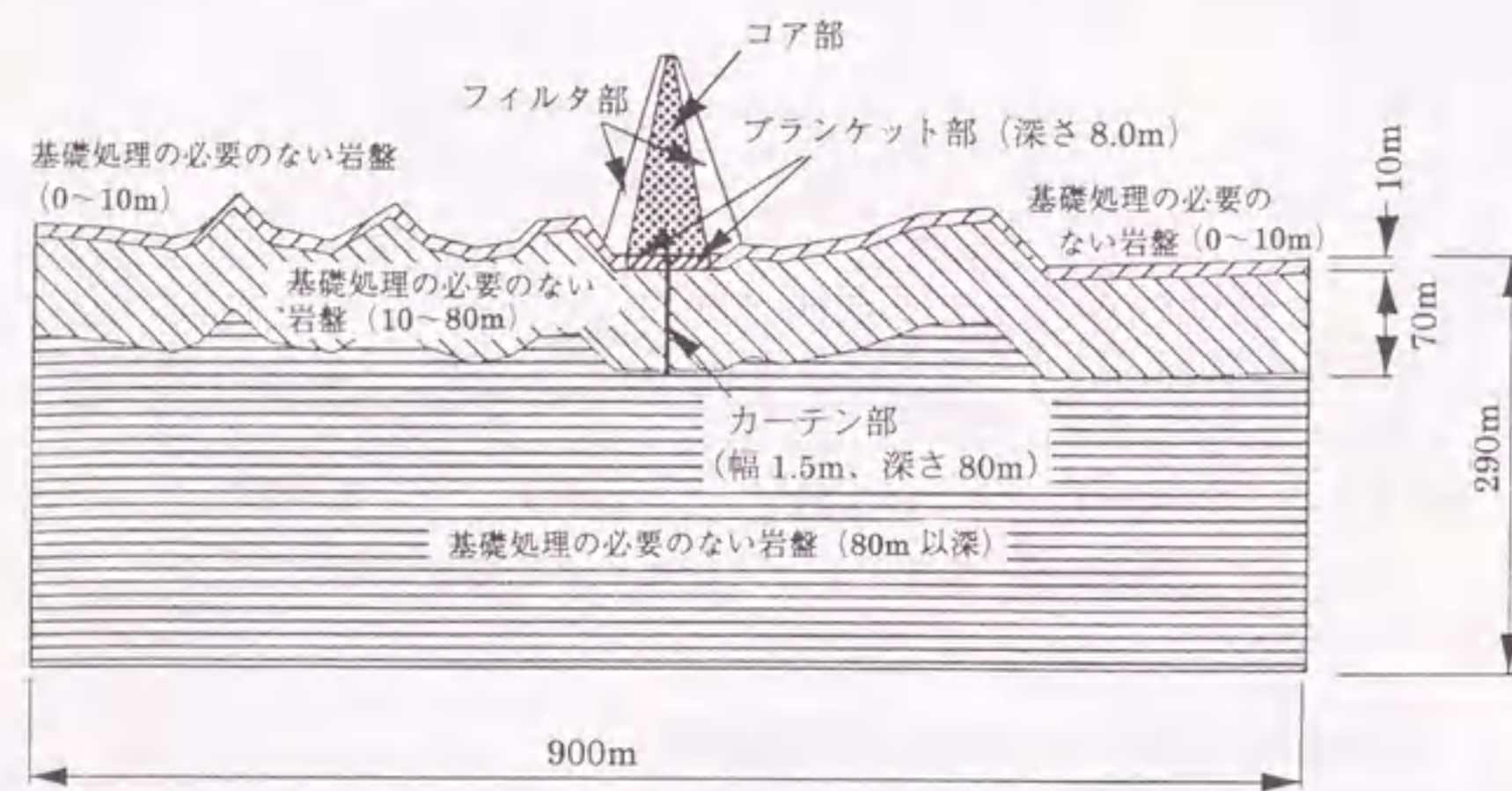


図-7.7 非定常浸透流解析モデル

ダム河床部の浸透水であるPW3の集水堰は、ダムのフィルタ部直下流に設置されており、図-7.8に示す流線のうち最短経路の浸透水が集水されていると考えられる。この経路を流れる浸透水の流下時間は233日(約8ヶ月)となる。

図-7.5に示すPW3のイオン濃度は、貯水位の上下に伴う浸透速度の変化に起因すると考えられる濃度変化を示している。しかし、貯水池水の濃度とは大きな差があり、湛水開始後3年を経過した後も貯水池水の到達を示す濃度低下は示されていない。上記の浸透流解析は、あくまでも平均的な物性を用いた概算に過ぎないが、現状のイオン濃度の時間変化からはこの計算結果よりもはるかに長い時間をかけて貯水池水が浸透していることが示唆されている。これは、本地点の基礎岩盤部が所定の遮水性を十分確保できるように改良されていることを裏付けるものであるといえよう。

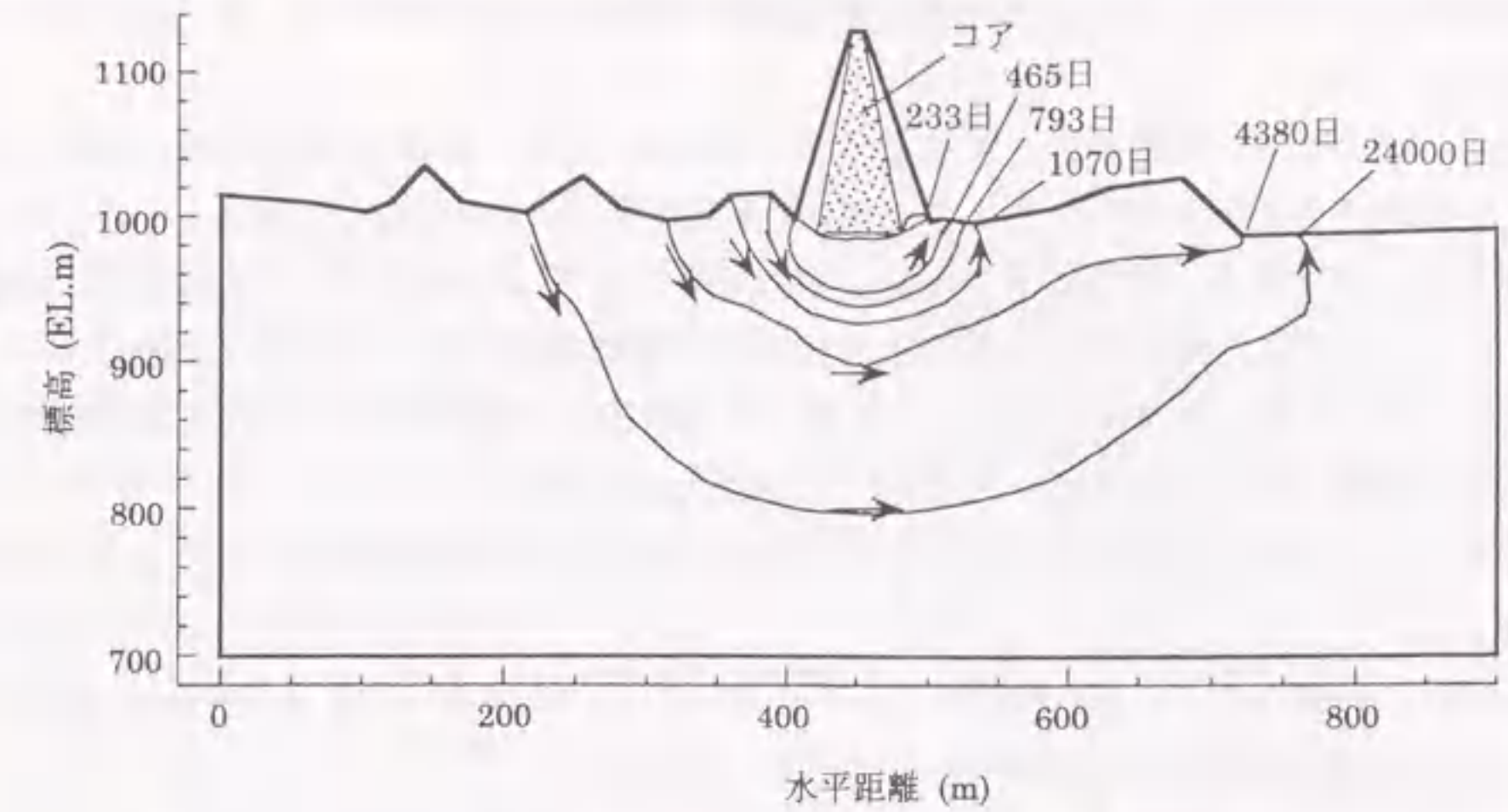


図-7.8 粒子追跡法による浸透経路

7.6 まとめ

味噌川ダム初期湛水時における水質調査および粒子追跡法を併用した浸透流解析より、以下の事項が示された。

- ①本地点の浸透水のイオン濃度は、地下水としては非常に高い部類に属し、カルシウムイオン、マグネシウムイオン、硫酸イオン、重炭酸イオン濃度が高いという特徴を有している。
- ②本調査期間中での浸透水中イオン濃度の時間変化は小さく、貯水池水の混入による影響が徐々に現れ始めている段階である。
- ③PW5では湛水初期に塩素イオン濃度が高く、右岸地山から塩素イオン濃度の高い地表水が混入していたことが示唆される。
- ④粒子追跡法を併用した非定常浸透流解析により貯水池水の平均的な流下時間を計算した結果、河床部の浸透水であるPW3への貯水池水の到達時間は約8ヶ月となった。
- ⑤イオン濃度の変化からは、湛水開始後3年を経過した後も貯水池水の到達を示す明瞭な濃度低下は示されず、上記の解析結果との比較から本地点の基礎岩盤部が所定の遮水性を十分確保できるように改良されていることが確認された。

本地点の水質は、一般の地下水よりイオン濃度が高く、地下水の水質としては特殊な部類に属する。このような水質が、ダムの湛水により長期的にどのように変化していくかは、興味のあるところであり、今後さらにデータを蓄積しながらダムの長期的な安定性を監視していきたい。

参考文献

- 1) 木村重彦、小前隆美：ダム老朽度と漏水機構の簡便な実証的解析法、農土試技報、A14、pp.17-26、1971.
- 2) 塩崎功、向上拡美、高木不折、松林宇一郎、林好克：砂岩・粘板岩互層における赤石沢トンネル湧水の水質について、水工学論文集、第39巻、pp.317-324、1995.
- 3) 鈴木英也、谷口博幸、川上康博、塩崎功：奥美濃川浦ダム・鞍部ダム・上大須ダム試験湛水時の地下水調査、土木学会年次学術講演会講演概要集VI、pp.268-269、1995.
- 4) 塩崎功、高木不折、松林宇一郎、向上拡美：ダム周辺の長期的地下水位および水質変動に関する一考察、水工学論文集、第40巻、pp.93-100、1996.
- 5) 小鯛桂一：岩盤透水性のグラフ表示、地質調査所月報、第35巻、第9号、pp.419-435、1984.
- 6) Domenico, P. A. and M. D. Miffin : Water from low permeability sediments and land subsidence. Water Resources Research, Vol.1, 1965.

第8章 ロックフィルダム周辺の長期的地下水位および水質変動
—福島県大内ダム—

8.1 はじめに

ダム湛水時にトラブルが発生する確率が最も高いのは初期湛水の時である。したがって、ダム湛水に伴う周辺地下水流動の調査は、試験湛水時ににおいて細心の注意と綿密な計測計画の元を実施される。しかし、試験湛水が無事に終了した後は、ダムの維持管理段階に移行し、安全監視を目的に多くのダムで種々の計測が長期間実施されているにもかかわらず、得られたデータを用いてダムの長期的な健全性が評価されることは意外に少ない。

本論文は、近年建設されたダムのうち、地下水関係の計測データだけでなく、周辺地下水の水質データが調査された数少ないダムのデータを整理し、それらのデータの長期的な変化から示されるダム周辺の浸透水の挙動について考察したものである。

表-8.1 ダムおよび貯水池の諸元

ダム	形式	中央コア型ロックフィルダム
堤高		102.0 m
堤頂長		340.0 m
堤体積		4,459,000 m ³
流域面積		3.7 km ²
湛水面積		0.70 km ²
総貯水容量		18,500,000 m ³
有効貯水容量		16,000,000 m ³
常時満水位		EL.792.0 m
低水位		EL.762.0 m
利用水深		30.0 m

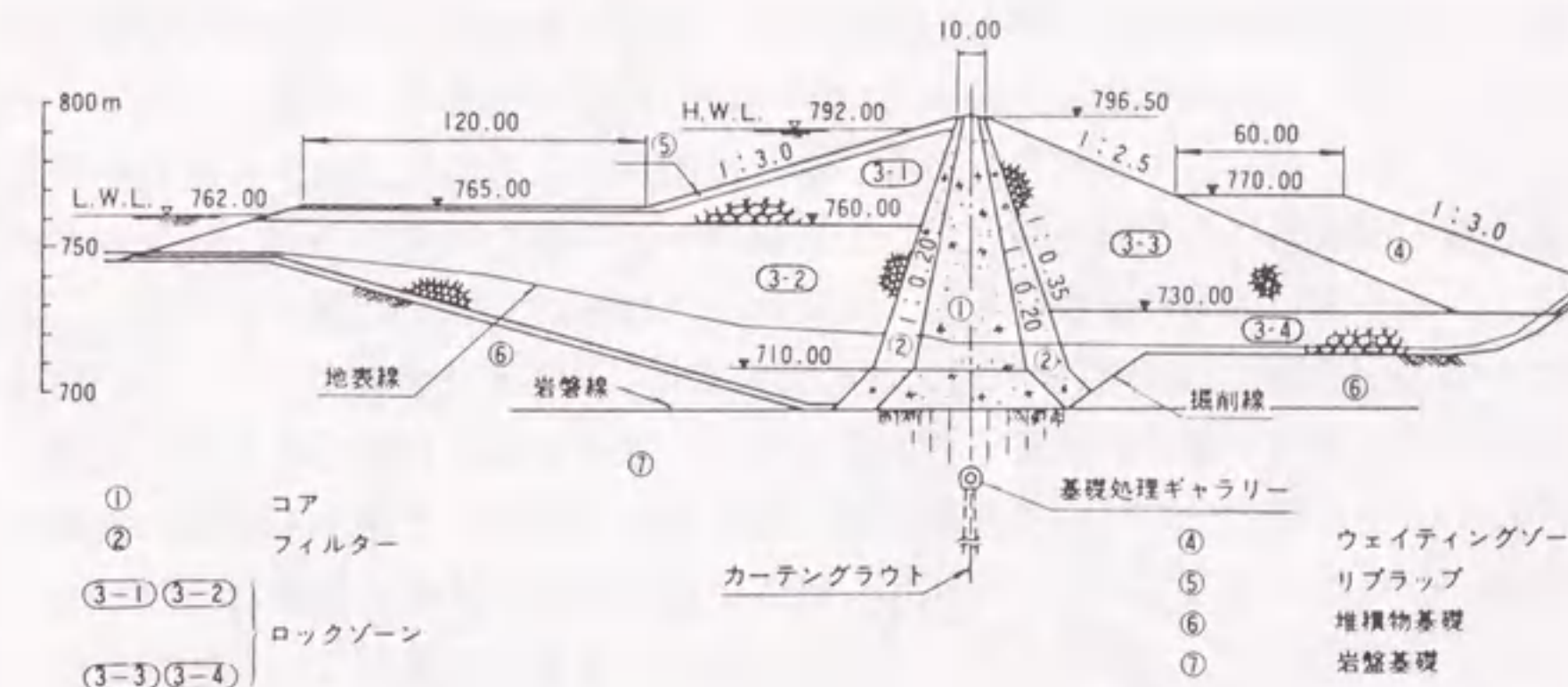


図-8.1 ダム標準断面図

8.2 調査対象地点

大内ダムは、阿賀野川上流部の福島県南会津郡下郷町に建設された出力100万kWの純揚水式発電所である下郷発電所の上池ダムである。下池としては、阿賀野川水系阿賀川に建設された大川ダムの貯水池を利用する。大内ダムは、大川ダムの約5km上流に位置し、阿賀川の支川である小野川の最上流部に位置している。ダムおよび貯水池の諸元を表-8.1に示し、ダム標準断面図を図-8.1に示す。大内ダムの建設工事は1978年3月に着手され、1987年6月に初期湛水を開始し、1987年12月に満水位を迎えている。営業運転は、1988年4月から開始され、1991年6月より全機運転が開始された。

(1) ダム周辺の地質

大内ダムは、凝灰岩の分布域に位置しており、ダム基礎の岩盤はすべて凝灰岩である。ダム付近の地質断面図を図-8.2に示す。

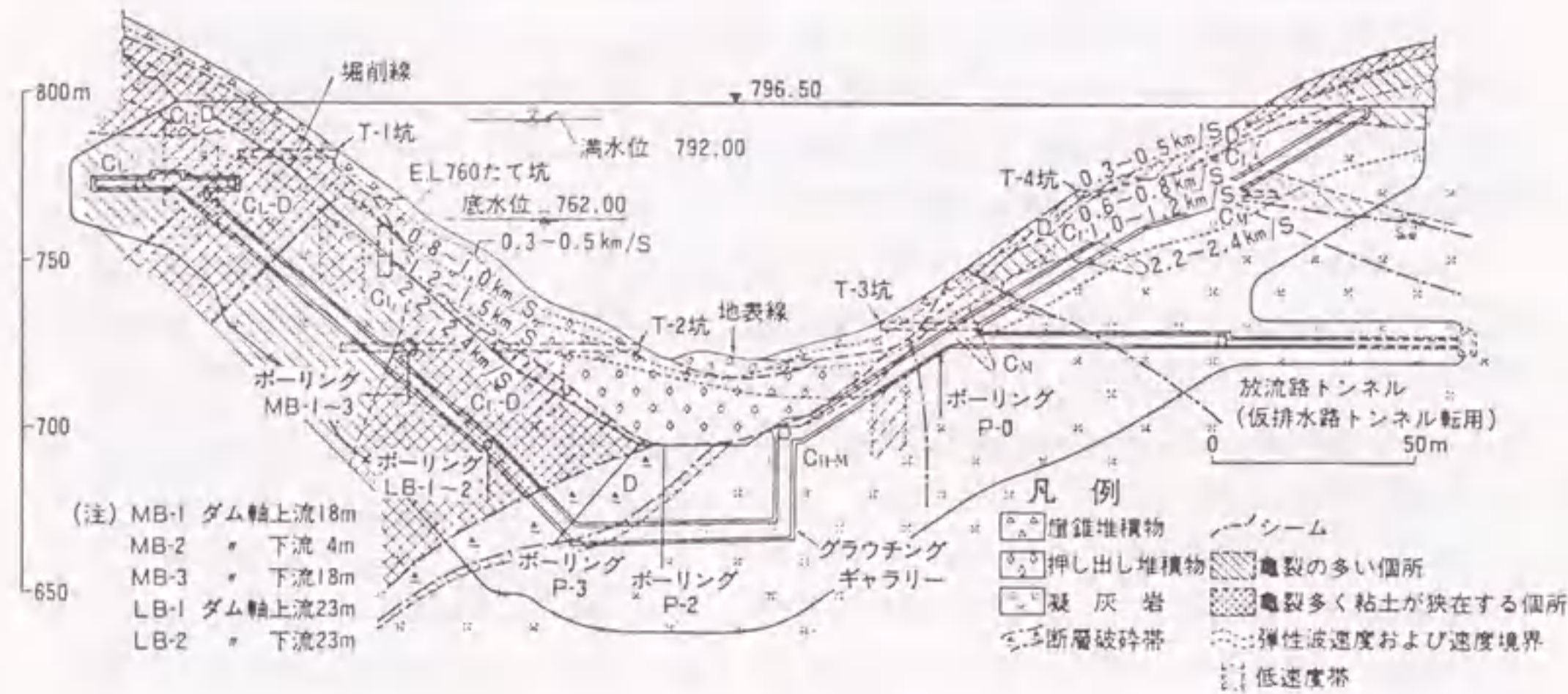


図-8.2 ダム地質断面図

ダム基礎の河床および左岸は、押し出し堆積物と呼ばれる未固結の第四紀堆積物が凝灰岩を厚く覆っている。この堆積物は、河床で30~40mの厚さがあり、凝灰岩の角レキおよび同質の粘土、シルトからなり青灰色、あるいは、浸透水による酸化を示す茶灰色を呈している。基礎岩盤の凝灰岩は、粗粒で緑色のレンズ状パッチを含むものを主体とし、左岸の一部に砂岩質、シルト岩質のものを挟在する。河床には、ほぼ谷沿いに断層が存在し、この断層に付随する幅10m強の角レキ混じり粘土状の破砕帯が、上下流方向に延びている。河床の断層から左岸側の岩盤は、断層の影響で、圧砕を受け、ほぼ全域にわたって亀裂が発達し、風化が進行して、全般に劣化している。断層から右岸側の岩盤は、上部から中部の表層付近は風化が進み、レキ状を呈している。下部から河床にかけては、比較的堅硬な岩盤であるが、山側に傾斜する数条のシームがあり、その付近は細かい亀裂が発達している。亀裂は、ダム軸にほぼ平行し、垂直に近い傾斜のものが卓越していて、一部開口している所もある。

(2) 基礎処理の概要

主要な基礎処理工を以下に示す。

- ① コア基礎部の押し出し堆積物の除去、
- ② コア基礎全面のブランケットグラウチング、
- ③ カーテングラウチング（ダム軸沿いに3列、外側2列は標高に応じて15~25mとし、中央のカーテングラウチングの深さは、最大60m。）、
- ④ ギャラリー周辺のコンソレーショングラウチング、
- ⑤ ダム基礎に連なる右岸の尾根部約150m区間におけるリムグラウチング。

8.3 調査項目

(1) 漏水量、地下水位

大内ダムにおける漏水量の観測はダム下流側の漏水観測室で1時間毎に自動観測されている。漏水量は、LQ1~LQ6の6つに分割され、LQ1、LQ3はそれぞれ右岸側、左岸側の堤体内に設置された集水壁により集水された漏水量、LQ2は左岸側からの沢水を主体とする漏水量、LQ4は上段のギャラリートンネル内で集水された漏水量、LQ5、LQ6はそれぞれ下段のギャラリートンネルで集水された右岸側、左岸側からの漏水量である。

(2) 地下水の水質

水質調査は、図-8.3に示す貯水池、ダム周辺の地下水位観測用ボーリング孔、および漏水測定室において集水されたLQ1~LQ6の漏水を対象とし、初期湛水直前の1987年6月から開始された。調査頻度は、湛水開始当初は1~2週間間隔とし、徐々にその間隔を長くしていった。

分析項目は、pH、電気伝導度、水温、 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- である。電気伝導度と水温は採水時に測定し、他はすべて室内にて測定した。 HCO_3^- 以外のイオン濃度はイオンクロマトグラフ(DIONEX, 2020i)を用いて測定し、 HCO_3^- の分析はJIS K 0101に従った。

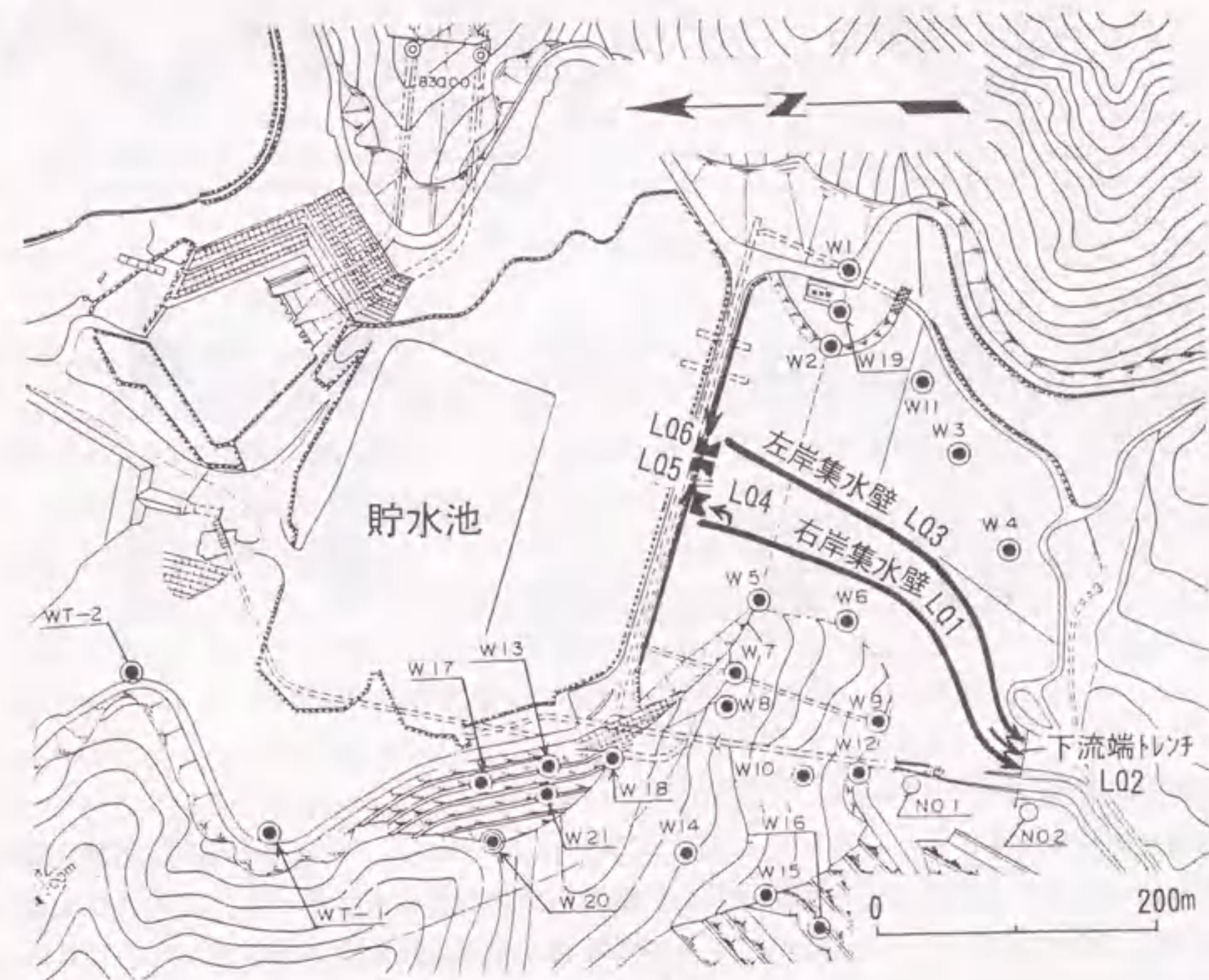


図-8.3 調査地点位置図

8. 4 調査結果

(1) 漏水量、地下水位

降水量、気温、積雪深、融雪量の時間変化を図-8.4 に、貯水位、漏水量の時間変化を図-8.5 に、周辺地下水位の時間変化を図-8.6 に示す。ここで、降水量は日降水量、貯水位、漏水量、地下水位は午前9時に測定された定時観測値であり、積雪深および融雪量は、別途作成された積雪・融雪計算モデルによる計算値である²⁾。積雪・融雪計算モデルでは、日降水量、日最高気温、日最低気温の実測データを用い、計算モデルの中で積雪基準温度、融雪基準温度の2つのパラメータを実測の積雪深を再現するように試行錯誤的に決定している。

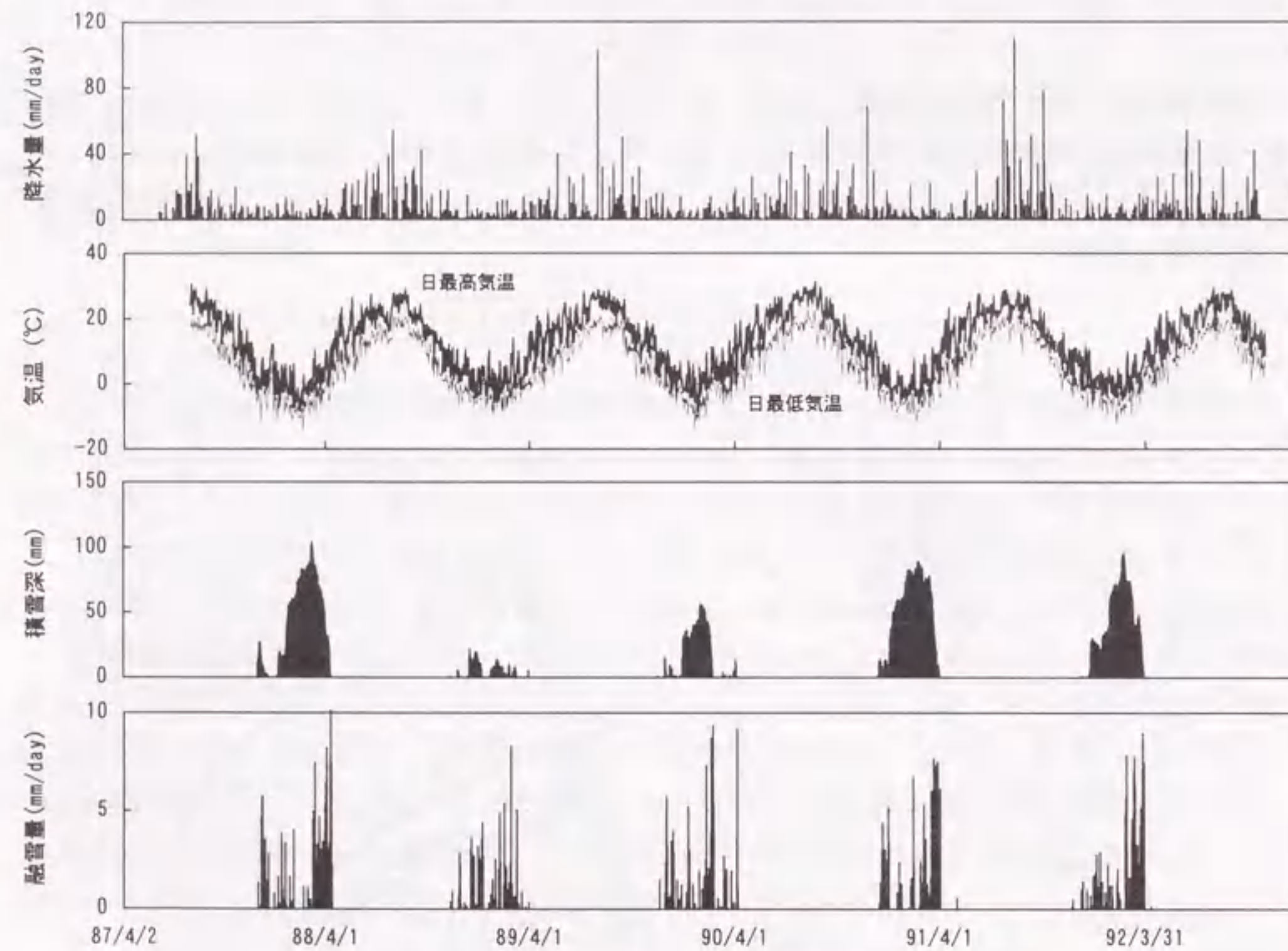


図-8.4 降水量、気温、積雪深、融雪量の時間変化

(a) 漏水量の経年変化

本地点は積雪地帯であることから、図-8.5に示すLQ1、LQ2、LQ3の春先の漏水量の時間変化には、明らかに融雪による影響と見られる流量増加が認められる。また、これらの集水堰には降水や河川水も混入するために、降雨の影響によって漏水量が見かけ上増加する。

ダム基礎岩盤を通過してくる真の漏水量の増減を把握するには、降雨、融雪による影響を差し引いた基底流量ともいべき流量の経年変化を観察する必要がある。この場合、降水、

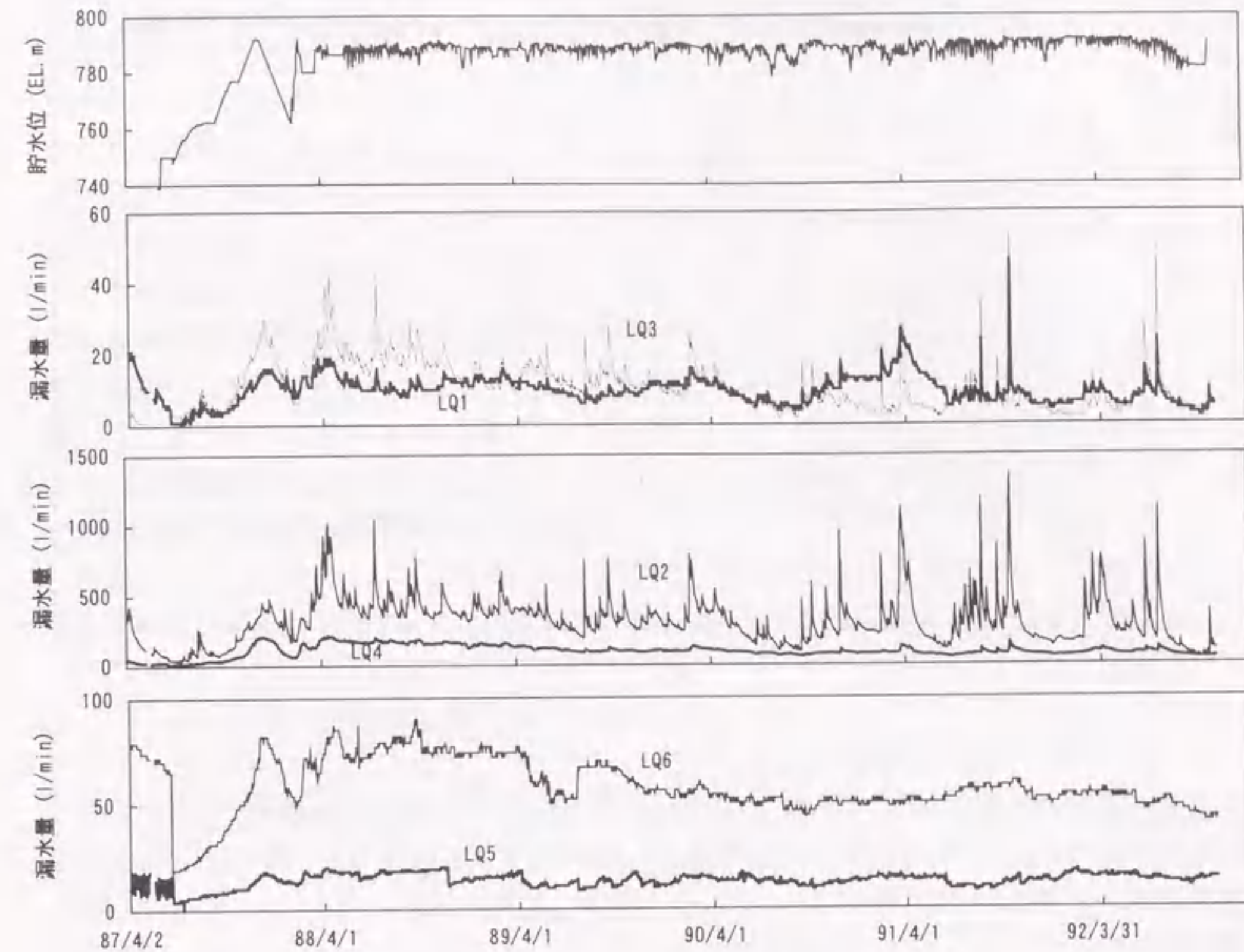


図-8.5 貯水位、漏水量の時間変化

融雪による影響が全くない時期における流量を真の漏水量とすべきであるが、現実的にはそのような条件下での計測データは得られていない。したがって、便宜的に試験湛水開始の翌年度の1988年度から1992年度まで、各年度毎の漏水量の最小値を採って表-8.2に示した。

表-8.2より、漏水量は、絶対量が少ないLQ5を除けばいずれも経年的に減少する傾向にあることが示される。特に、湛水開始当初、相対的に流量が多かったLQ2、LQ4の漏水量の減少が著しい。これは、貯水池の底面あるいは集水堰に達するまでの基礎岩盤中での目詰まり現象によるものであろう。

表-8.2 年度毎の漏水量の最小値(単位 l/min)

	LQ1	LQ2	LQ3	LQ4	LQ5	LQ6
1988年度	8	313	10	124	11	67
1989年度	6	193	8	90	9	50
1990年度	4	95	2	58	9	43
1991年度	4	106	2	52	8	48
1992年度	2	41	3	43	10	41

(b) 地下水位の経年変化

漏水量の時間変化からは、ダムからの漏水量が経年的に減少していることが示されたが、漏水量のデータは最下流端での情報であり、貯水池から集水堰に至る浸透経路の状態を把握できない。このため、貯水池から下流に至る上下流方向の地下水位のデータを観察することが必要になる。

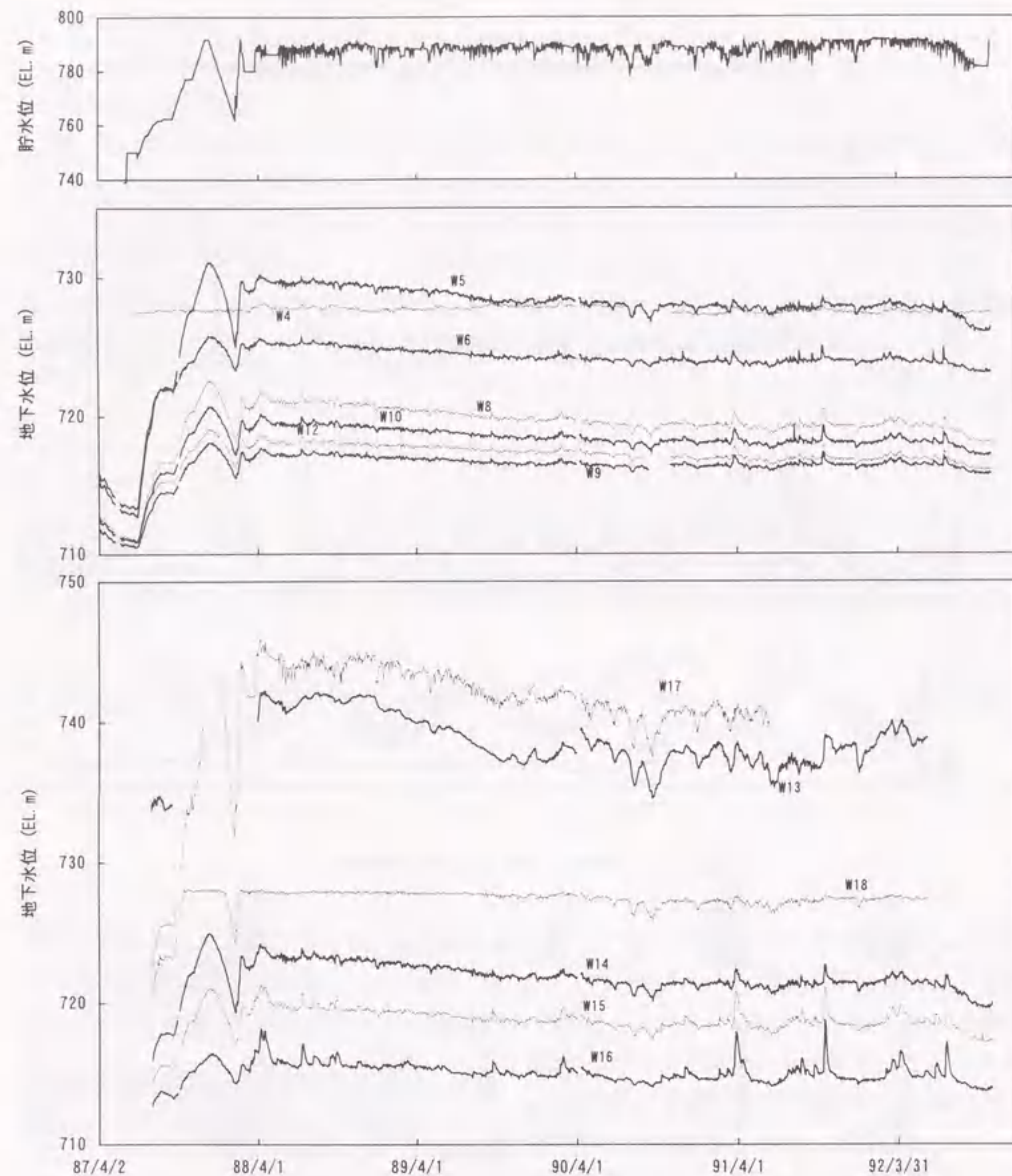


図-8.6 地下水位の時間変化

図-8.6に示す地下水位のデータを見ると、W4を除いてはいずれのボーリング孔の地下水位も低下傾向にある。W4は湛水当初から貯水位の変動による影響も見られず、貯水池との連続性はほとんど無いと考えられる。W18は透水性の高いゾーンがEL.728m付近に存在するために、1989年以前はそれ以上水位が上昇しなかったが、1990年以降は他のボーリング孔とほぼ同様な水位低下傾向を示している。W13およびW17の水位は下流側のボーリング孔の水位よりも高い。これは、W13およびW17がリムグラウチングより上流側に位置しているためである。

る。しかし、その水位の低下傾向は下流側のボーリング孔より大きく、これらのボーリング孔より上流側の貯水池底面近傍で目詰まり現象が生じていると考えられる。

ここで、上記の目詰まり現象によるマクロな透水性の低下量を定量的に把握するために、図-8.7に示すようなモデルを用い、上下流方向での透水性の変化量を透水量係数の変化量として捉える。

貯水池から下流に至るゾーンを地下水位観測用のボーリング孔を境界として、図-8.7に示すように3つに分割した時、ある時刻における単位幅あたりの流量は次式で示される。

$$Q = T_1(H_1/X_1) = T_2(H_2/X_2) = T_3(H_3/X_3) \quad (8.1)$$

式(8.1)に定常状態におけるボーリング孔内の水位低下量とボーリング孔間の距離を代入することにより、ゾーンIIあるいはゾーンIIIの透水量係数を基準にしたゾーンIの透水量係数の比 (T_1/T_2 , T_1/T_3) が求められる。基準にするゾーンIIあるいはゾーンIIIの透水量係数が時間的に変化しなければ、 T_1/T_2 , T_1/T_3 の時間的な変化は、ゾーンIの透水量係数の時間変化を示すことになる。

上記モデルを貯水池-W14-W15-W16を結ぶ断面($X_1=136\text{m}$, $X_2=68\text{m}$, $X_3=48\text{m}$)に適用した結果を表-8.3に示す。この計算では、降雨の影響が無い時期の地下水位のデータを抽出するために、1988年度から1992年度まで各年度毎の地下水位の最小値を用い、貯水位は1988年度から1992年度までの平均貯水位(EL.789.9m)とした。

この結果、貯水池-W14-W15-W16を結ぶ断面において、ゾーンIIを基準にすれば最上流側のゾーンIの透水量係数はゾーンIIの透水量係数の7~10%、ゾーンIIIを基準にすればゾーンIの透水量係数はゾーンIIIの透水量係数の14~17%となり、いずれも最上流側の透水性が小さくなる。さらに、いずれの場合でもゾーンIにおける透水性は年毎に減少している。

表-8.3 透水量係数の時間変化

	H_1 (m)	H_2 (m)	H_3 (m)	透水量係数の比	
	(貯水池-W14)	(W14-W15)	(W15-W16)	T_1/T_2	T_1/T_3
1988年度	65.48	3.37	3.82	0.103	0.165
1989年度	66.36	3.12	3.83	0.094	0.164
1990年度	67.79	2.77	3.33	0.082	0.139
1991年度	67.35	2.84	3.66	0.084	0.154
1992年度	68.28	2.46	3.44	0.072	0.143

したがって、ダム建設時に構築された遮水ゾーン（カーテングラウチング、リムグラウチング）は健全な状態で機能しており、貯水池水に含まれる細粒分によって岩盤の亀裂が経年的に目詰まりすることにより貯水池近傍で自然の遮水ゾーンが形成されつつあるといえる。

(2) 地下水の水質

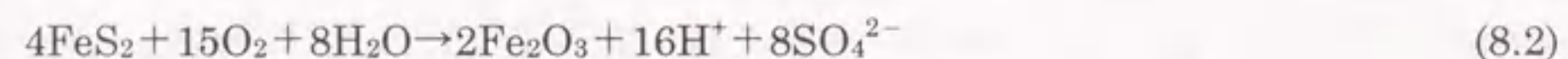
通常測定される地下水位、間隙水圧等の量的なデータと、地下水のイオン濃度等の質的なデータとの差は、前者が実際の水の移動がなくても圧力伝播だけで変化するのに対し、後者は実際に水の移動が無ければ変化しない点であろう。したがって、ダム湛水時の調査において水質データを併用した調査を行うことにより、従来の量的なデータだけを用いた調査より、現象をより正確に把握できるといえる。

調査の結果得られた貯水池および漏水のpH、電気伝導度、ラドン濃度の時間変化を図-8.8に、イオン濃度の時間変化をヘキサダイアグラムで表示したものを図-8.9に示す。

(a) 水質の特徴

図-8.9に示されるように、本地点では、高濃度の硫酸イオンを含む地下水が多く見受けられる。この高濃度の硫酸イオンと対になる陽イオンは、カルシウムイオン、マグネシウムイオンである。

堆積性の軟岩である泥岩地帯では、地下水中の硫酸イオン濃度が高くなることは、過去の調査事例や室内実験により明らかにされている³⁾⁴⁾。千木良ら⁵⁾⁶⁾は、綿密な室内実験と現地の風化帯調査を通じ、この硫酸イオンの発生メカニズムを、浅部の酸化帯における黄鉄鉱の酸化であることを明らかにし、このとき同時に生成した水素イオンが他の鉱物を溶解することを示している。



本地点の凝灰岩は、泥岩と同じく堆積性の軟岩であり、上記と同様なメカニズムにより高濃度の硫酸イオンが地下水中に供給され、同時に生成した水素イオンが鉱物を溶解した結果、高濃度のカルシウムイオン、マグネシウムイオンが地下水中に供給されているものと考えられる。

(b) 水質の時間変化から推定される地下水流動

図-8.9のヘキサダイアグラムより、貯水池の水質は1987年6月の湛水開始直後からほとんど低濃度のまま変化しないことが示される。

WT1、WT2のボーリング孔は、貯水池上流側の湛水面近傍に位置するボーリング孔であり、その水位は、貯水池水位と数cm程度の差しかない。水質も類似していることから、貯水池水との連続性の非常に高い地下水といえる。

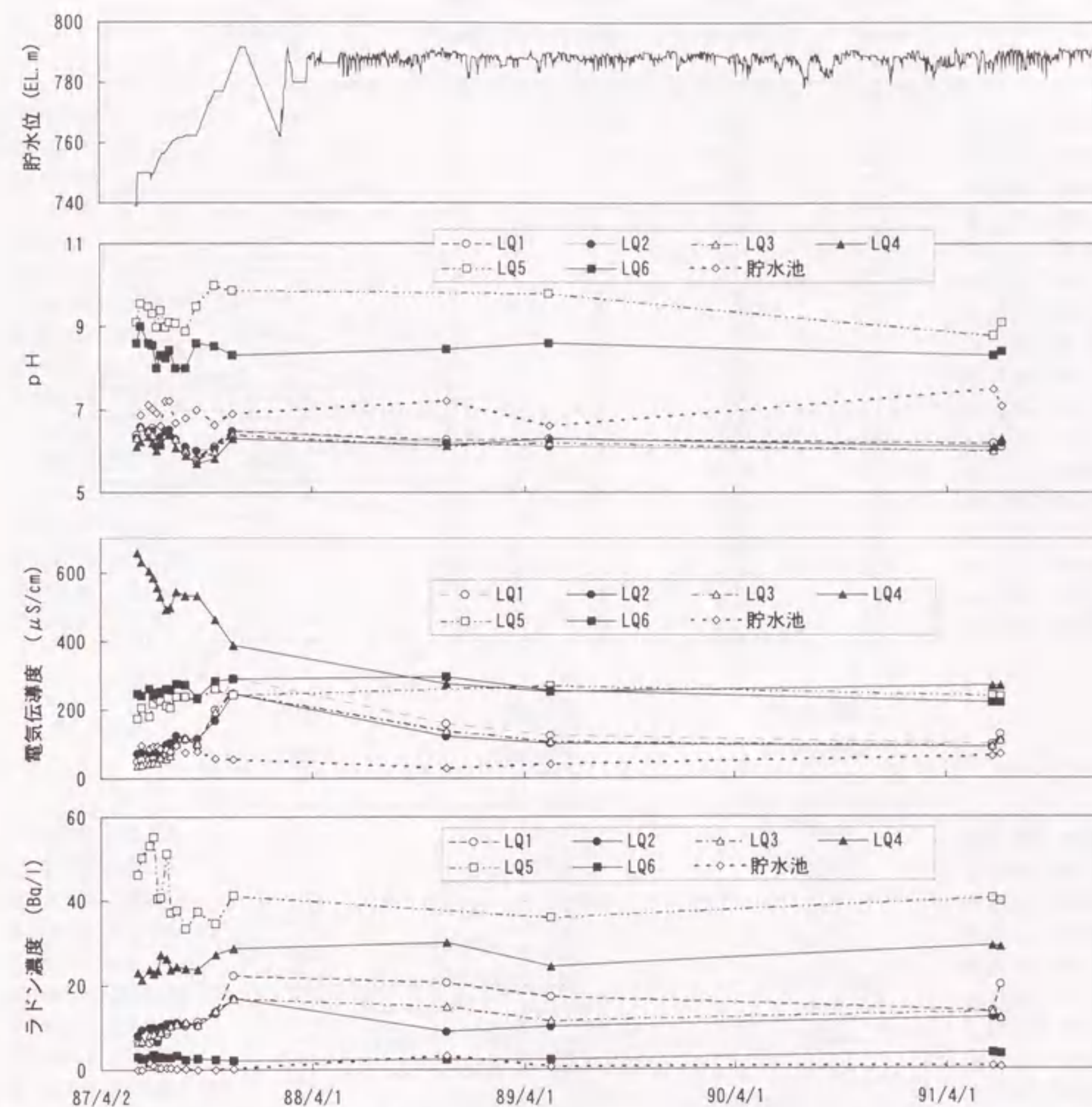
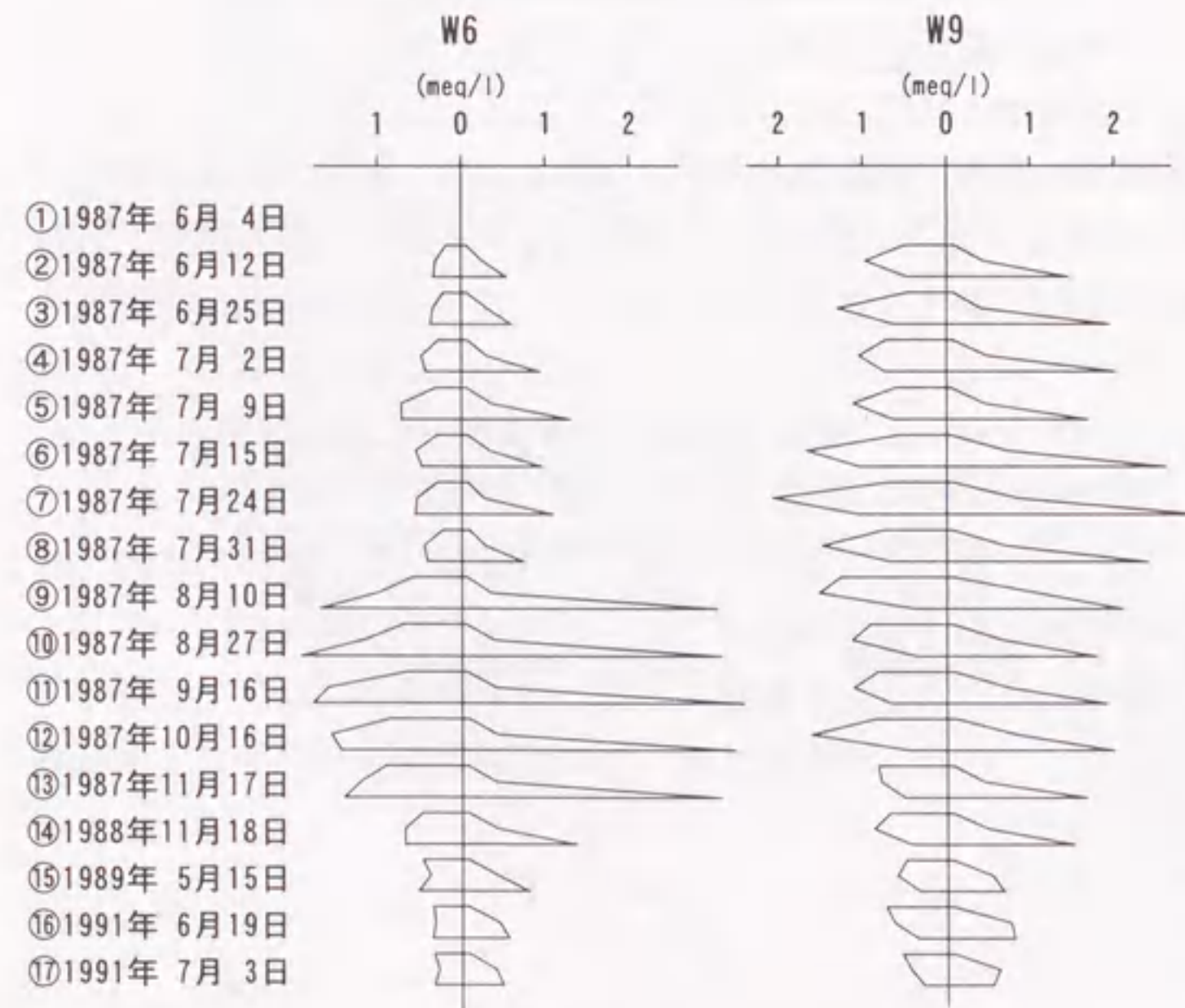
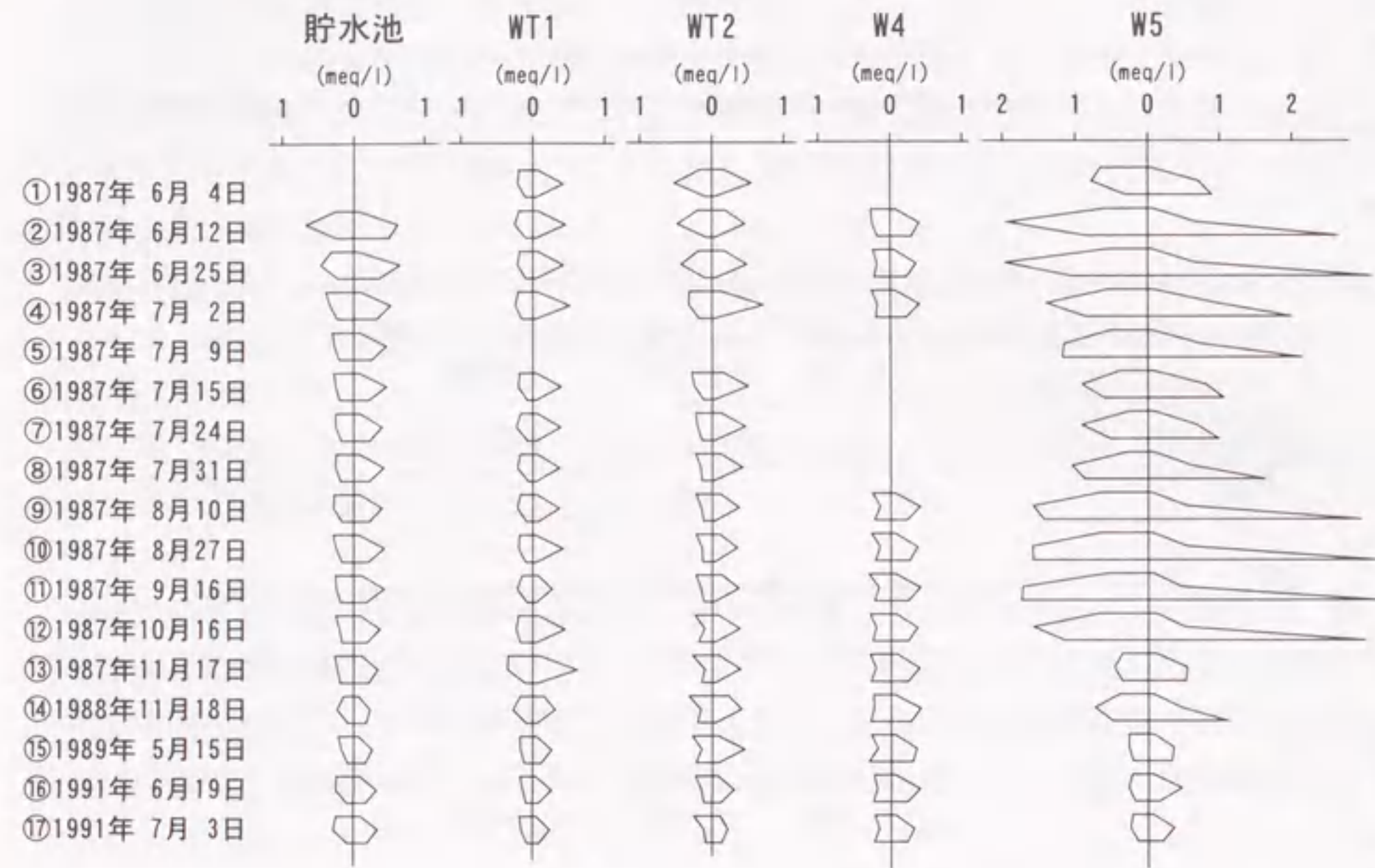
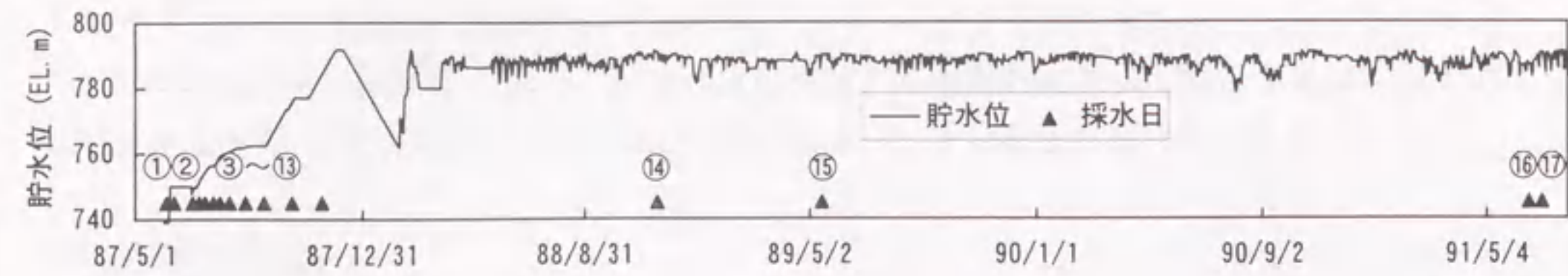
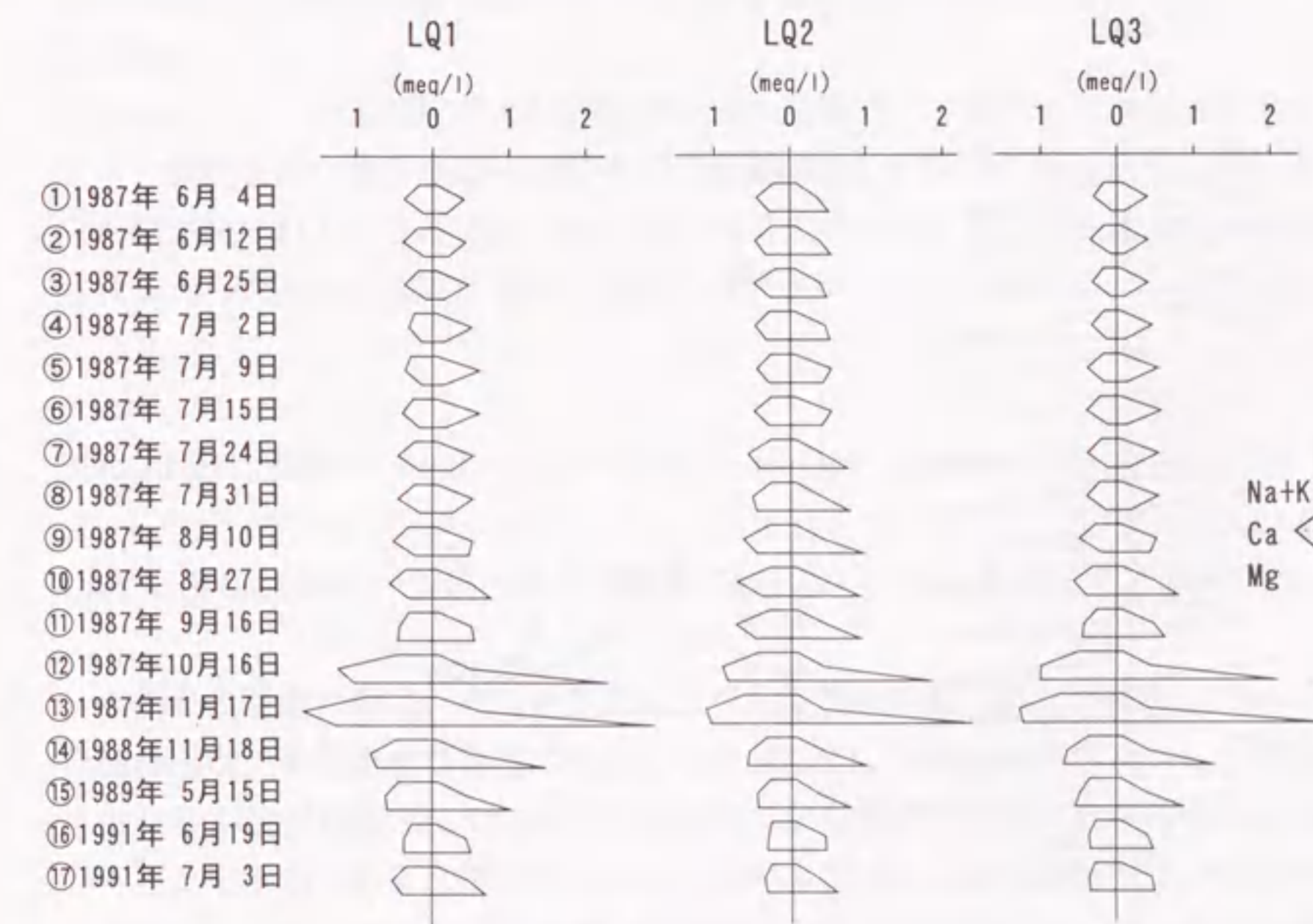
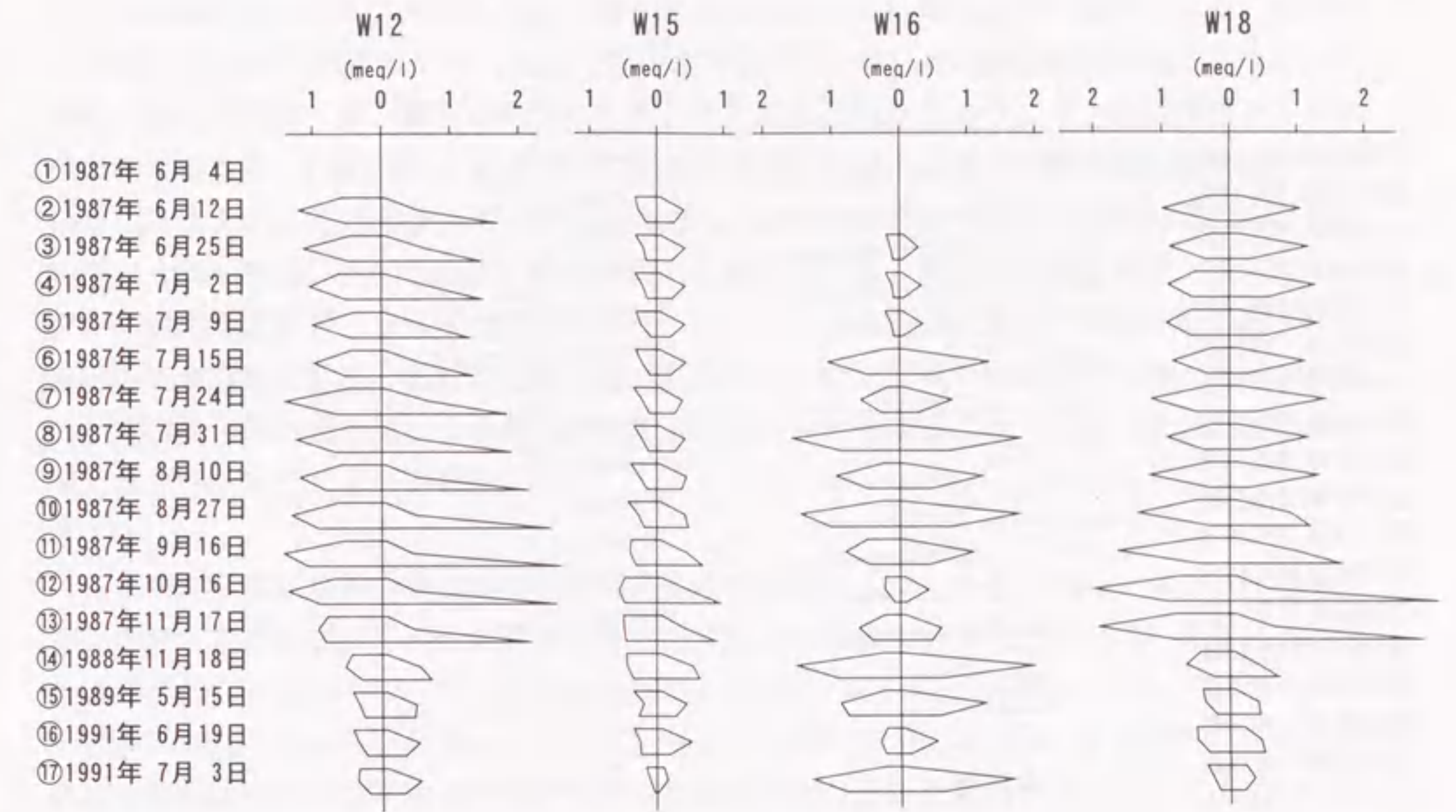
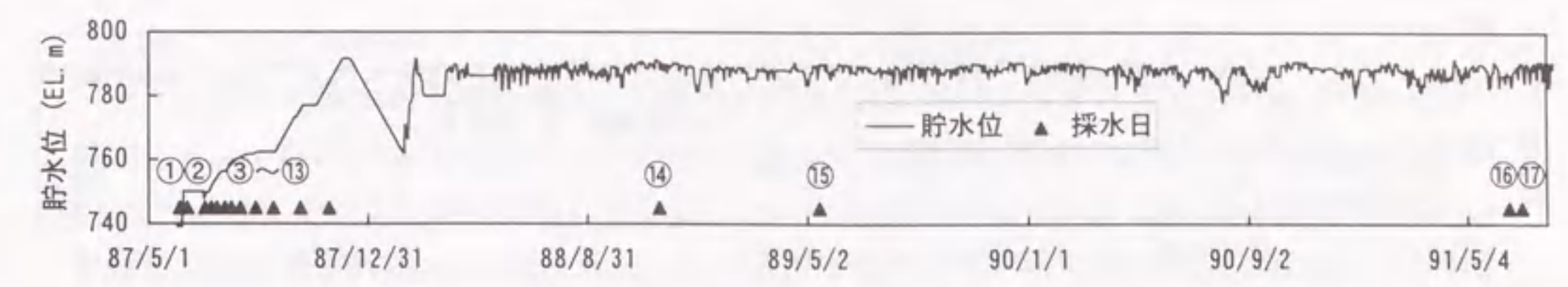


図-8.8 pH、電気伝導度、ラドン濃度の時間変化



凡例
 Na+K Cl
 Ca HCO₃+CO₃
 Mg SO₄

図-8.9(1) イオン濃度のヘキサダイアグラム



凡例
 Na+K Cl
 Ca HCO₃+CO₃
 Mg SO₄

図-8.9(2) イオン濃度のヘキサダイアグラム

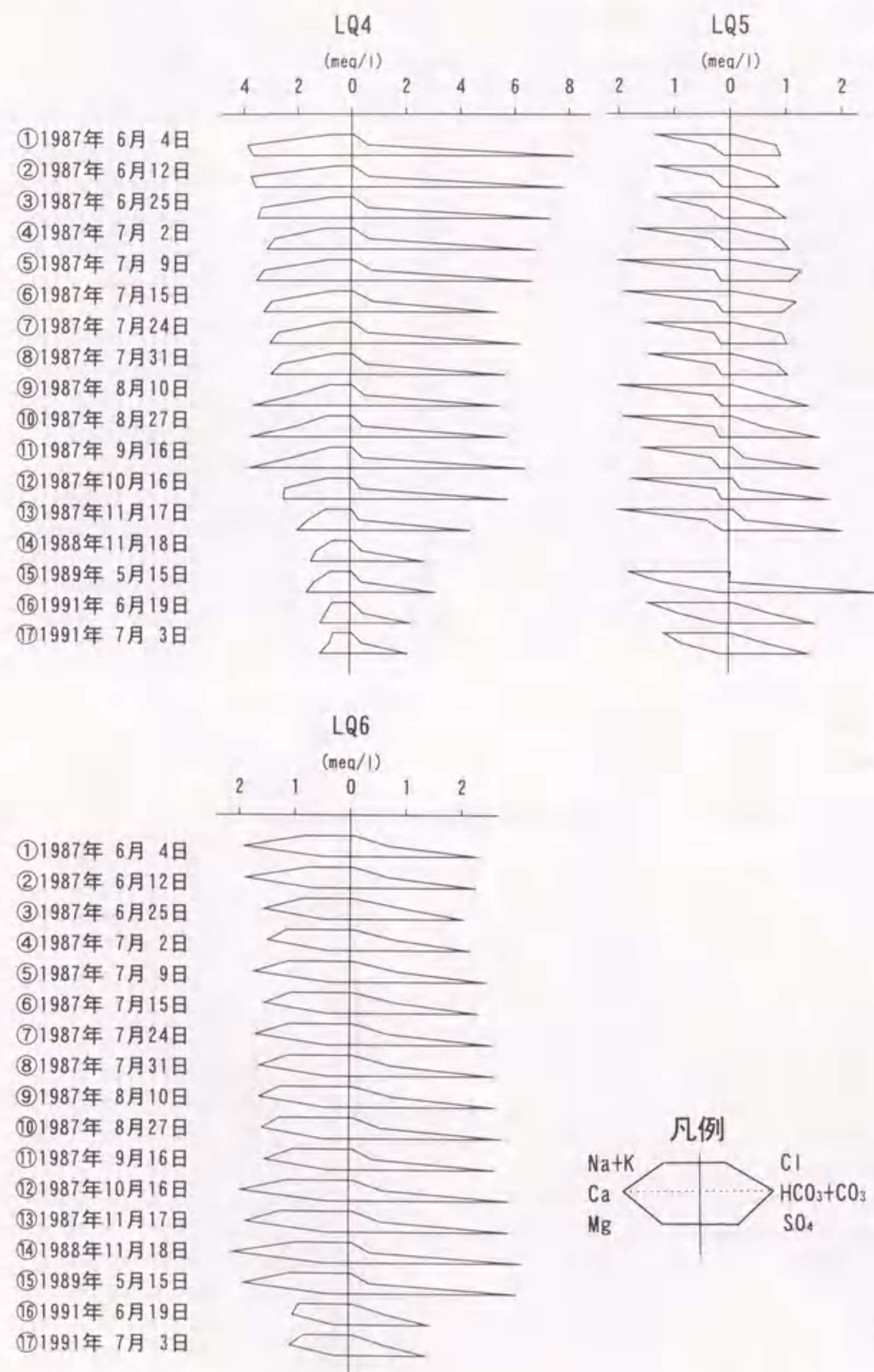
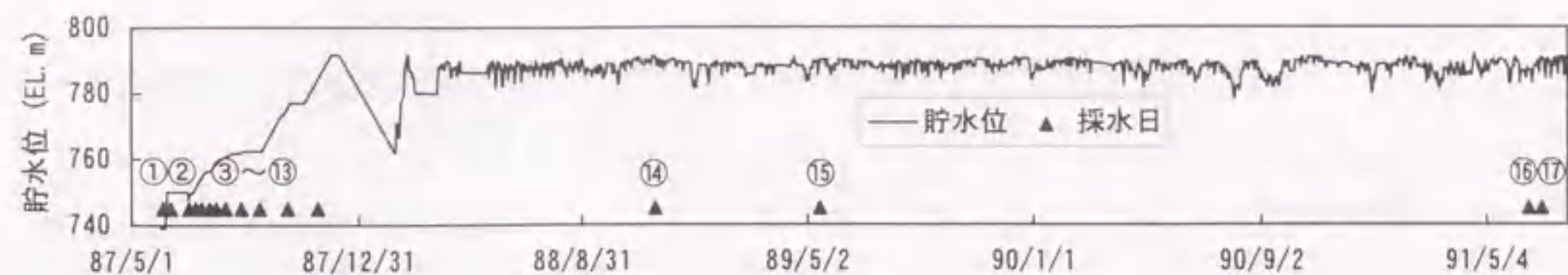


図-8.9(3) イオン濃度のヘキサダイアグラム

① LQ1, LQ2, LQ3

LQ1, LQ3 の漏水観測堰に流入する浸透水の水質は、1987年9月まで、微少ではあるが、硫酸イオン、カルシウムイオン、マグネシウムイオン濃度が増加した後、1987年10月から11月にかけてそれらの濃度が倍以上に増加し、その後1988年から1991年にかけて低下している。LQ2の濃度増加はLQ1, LQ3ほど急激ではないが、その変化傾向は類似している。これらの漏水は、いずれも堤体内に設置された集水壁により集水された漏水であり、岩盤中に滞留していた高濃度のイオンを含む地下水が貯水池水により押し出されることによって1987年11月頃にイオン濃度が増加した後、貯水池水の到達によりイオン濃度が低下したものと考えられる。1987年11月以降は、採水間隔が1年以上と長いので詳細な議論はできないが、図-8.9(2)のヘキサダイアグラム変化から、これらの地点への貯水池水の平均的な到達時期は1988年頃(湛水開始から約1年後)と推定される。漏水の到達時期は、量的なデータからは把握できず、水質データの利点は、このように実際の浸透水の到達時期や流下時間を把握できる点にある。第6章、第7章で示したように、水質データから示される貯水池水の流下時間と設計値を使って計算される流下時間とを比較することにより、ダム基礎岩盤の健全性を評価することができる。

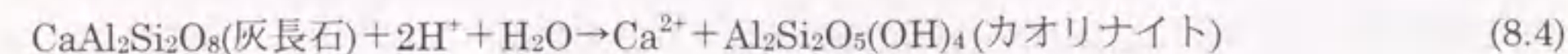
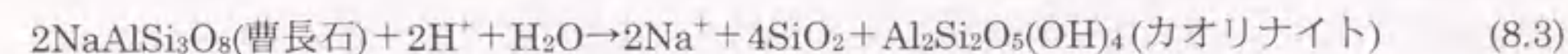
② LQ4

湛水前から本地点の水質の特徴である高濃度の硫酸イオン、カルシウムイオン、マグネシウムイオンが検出されている。貯水池水の混入により濃度が徐々に低下しているが、湛水開始4年後の1991年においても貯水池水よりはかなりイオン濃度が高い。

LQ1, LQ2, LQ3, LQ4のpHは、5.5~6.5と弱酸性を示している。したがって、これらの地点に集水される地下水は、風化の進んだ表層付近の岩盤を通過するために、式(2)で示される反応から生成される水素イオンの影響を受けているものと考えられる。

③ LQ5

ナトリウムイオン濃度およびpHが9~10と高く、本地点では特異な地下水である。このような特徴を持つ地下水は、岩盤中での滞留時間の長い地下水に多い。深部岩盤中ではCO₂の供給が限られているために、(8.3)式、(8.4)式の反応によって地下水中の水素イオンが除去される⁷⁾。式(8.3)の反応が優勢な場合、地下水中のpHは高く、ナトリウムイオン濃度が高くなる。



本地点の基礎岩盤は、先に示したように左岸側の岩盤は風化が進行しているのに対し、右岸側深部は比較的堅硬な岩盤である。したがって、下段ギャラリートンネル内の右岸側で集水されるLQ5の漏水は、その水質と地質条件から透水性の低い岩盤内を長時間に渡って流動してきた地下水であると推定される。1987年8月頃からの重炭酸イオンの減少と硫酸イオンの増加、さらに、1988年から1989年の間におけるカルシウムイオン濃度の増加という変化

が見られるが、その原因は不明である。

④ LQ6

湛水開始後約2年経過した1989年においてもイオン濃度の変化はほとんどなく、浸透速度が非常に遅いことが示される。pHは8~9とLQ5に次いで高く、滞留時間が長いことを示している。4年後の1991年においてイオン濃度の減少が観察され、この時期における貯水池水の到達が示唆される。LQ4とは異なり、マグネシウムイオン濃度が低く、その浸透経路が同一ではないことが示される。

⑤ W4 (左岸)

地下水位のデータから、湛水による影響がほとんど無いことが示されている。水質データを見てもイオン濃度の変化はなく、左岸地山からの定常的な地下水流動の経路に位置する観測点である。

⑥ W5、W6

LQ1~LQ3と同じく、岩盤中に滞留していた高濃度のイオンを含む地下水が貯水池水により押し出されることによってイオン濃度が増加した後、貯水池水の到達によりイオン濃度が低下するという現象が観察される。貯水池水の到達は、W5では1987年11月頃あるいは1988年11月から1989年5月の間と考えられ、W6は1988年頃と推定される。

⑦ W9、W12

本地点の水質の特徴である高濃度の硫酸イオン濃度が低下する時期を貯水池水の到達時期と見れば、その到達時期はW9が1989年頃、W12が1988年頃であることが示される。地下水位は、図-8.6に示すように、W9の方がW12より低く、貯水池からW9に向かう経路の透水性がW12の経路より小さいことが示され、水質の時間変化から示される到達時間の差と符合する。

⑧ W15

イオン濃度が低く、その時間変化も小さい。1987年10月から11月にかけての濃度増加とその後の濃度低下が示される。1991年7月のデータは貯水池水よりもイオン濃度が低く、表流水の混入が示唆される。

⑨ W16

濃度の増減が著しい。この原因は明らかではないが、イオン濃度の低い雨水や表流水が一時的に流入している可能性がある。

⑩ W18

貯水池に最も近い観測孔であり、地下水の押し出しと貯水池水の到達時期が明瞭に示される。貯水池水の到達は1987年11月から1988年11月の間であろう。

8.5 まとめ

初期湛水時から水質調査を含む系統的な地下水調査が実施されている凝灰岩地帯に建設された大内ダムを対象にし、地下水位、水質等の長期的な変化から示されるダム周辺の浸透水の挙動について考察した結果、以下の知見が得られた。

①本ダムにおける漏水量は、絶対量が少ないLQ5を除いてはいずれも経年的に減少する傾向

にあり、特に、湛水開始当初、相対的に流量が多かったLQ2、LQ4の漏水量の減少が著しい。

②上下流方向での岩盤のマクロな透水性の差を透水量係数の比として示すことにより、ダム建設時に構築された遮水ゾーンが健全な状態で機能しており、さらにその時間変化から上流側における経年的な目詰まりにより貯水池近傍で自然の遮水ゾーンが形成されつつあることが示された。

③漏水の水質データにより、漏水観測堰に貯水池水が到達するには湛水開始後1年以上かかることが示された。

④ボーリング孔内で採取された地下水の水質データにより、貯水池水の到達は最も早い場所でも湛水開始後約5ヶ月後であり、その他のボーリング孔においては、1年以上後であることが示された。

以上、本章では、数年に渡って調査された地下水の水質データから、本ダムにおける浸透現象が、数ヶ月から数年単位での長期的な流動現象であることを明らかにした。地下水位のデータを用いて岩盤透水性の変化を透水量係数の変化として表現する方法は、ダム建設後の目詰まり現象による透水性の低下だけでなく、止水のための基礎処理工の効果を定量的かつ簡便に把握する手法として今後広く活用できよう。

参考文献

- 1) 進藤一夫：フィルダム着岩部グラウチングギャラリーの配置計画 II 手取川ダムおよび大内ダムの事例、大ダム、No.96、pp.15-28、1981。
- 2) 合田勝男、窪田賢次郎、塩崎功：融雪量を考慮したパソコンによる漏水量の簡易予測・監視手法、電力土木、No.236、pp.70-79、1992。
- 3) 塩崎功、北村孝海、向上拡美：地下水の水質変化のメカニズムに関する研究(その1) 岩石試料を用いた溶出実験結果について、間組研究年報、pp.145-153、1989。
- 4) 佐川国隆、向上拡美、塩崎功：新水ヶ瀬ダム初期湛水時における水質調査、応用地質学会研究発表会論文集、pp.185-188、1990。
- 5) 千木良雅弘、曾根賢二：泥岩の化学的風化のメカニズム—岩石劣化試験装置を用いた酸化実験—、電力中央研究所報告、U87040、1987。
- 6) 千木良雅弘：泥岩の化学的風化のメカニズム—自然環境下での風化と斜面安定—、電力中央研究所報告、U87041、1987。
- 7) 一国雅巳、鈴木励子、鶴見実：水—岩石相互作用の生成物としてのアルカリ性鉱泉水、地球化学、Vol.16、pp.25-29、1982。

第9章 温泉地帯におけるロックフィルダム初期湛水時の地下水調査 —青森県二庄内ダム—

9.1 はじめに

本章では、温泉地帯に位置し、一般の地下水とはやや異なった地質・水質環境下にある青森県二庄内ダムにおいて、湛水開始直後からダム漏水観測施設で集水された漏水および貯水池水を対象にした水質調査結果について述べる。

9.2 調査地点の概要 ¹⁾²⁾

二庄内ダムは、青森県黒石市の市街地の南東約12kmに位置し、津軽平野の東縁後背山地にあり、また十和田湖、八甲田の西外縁にあたる。

ダムサイトを流下する二庄内川は八甲田系の火山噴出物からなる上湯沢山（標高 744 m）、横足山（標高 812 m）を源流とする。ダムおよび貯水池の諸元を表-9.1に示す¹⁾。

(1)ダムサイト周辺の地質

二庄内ダムの堤体敷およびその周辺に分布する地質は表-9.2のように区分される。上位より、表土、河床堆積物、段丘堆積物、十和田湖火山噴出物、小国湖沼堆積物等の未固結層と基盤岩の青荷層凝灰岩となっている²⁾。ダムサイト下流には、図-9.1に示すように木賊森～板留断裂線がダム下流を通り、西北西～東南

表-9.1 ダムおよび貯水池の諸元 ¹⁾

ダム	形式	中央遮水型ロックフィルダム
	堤高	86.0 m
	堤頂長	430.8 m
貯水池	堤体積	3,447,000 m ³
	流域面積	32.4 km ²
	湛水面積	0.88 km ²
	総貯水容量	15,600,000 m ³
	有効貯水容量	15,000,000 m ³
	常時満水位	EL.387.0 m
	計画堆砂位	EL.335.5 m
利用水深	51.5 m	

表-9.2 ダムサイトの地質構成 ²⁾

時代	地質名称		記事		
第四紀	完新世	表土（腐植土、崖錐堆積物）			
		河床堆積物			
		段丘堆積物	砂礫層・腐植土層 円礫・砂・シルト		
第四紀	更新世	十和田火山噴出物	軽石流堆積物（シラス）		
		小国湖沼堆積物	凝灰岩角礫層（古期崖錐）	凝灰岩の角礫	
		八甲田先カルデラ噴出物	礫、砂、粘土（砂礫層）、砂岩、礫岩、安山岩溶岩	円礫・砂・シルト	
第三紀	鮮新世	青荷層	礫状軽石質凝灰岩	軽石径10~200cm	
			粗粒軽石質凝灰岩	軽石径0.5~10cm	
			細粒軽石質凝灰岩	軽石径0.5cm以下	
		熱水変質層	弱	緑色軽石質凝灰岩	細粒~中粒 やや珪質
			強	軟質凝灰岩	
珪化	珪質凝灰岩				

東に延びることが推定され、既往の地質調査でも変質粘土化帯の分布が確認されている。青荷層は、温泉水の貯留層でありこの断裂線が過去に熱水の上昇経路であったため、粘土化帯を形成したと考えられる。青荷層凝灰岩の割れ目からは図-9.1に示すように要目温泉が湧出している³⁾。

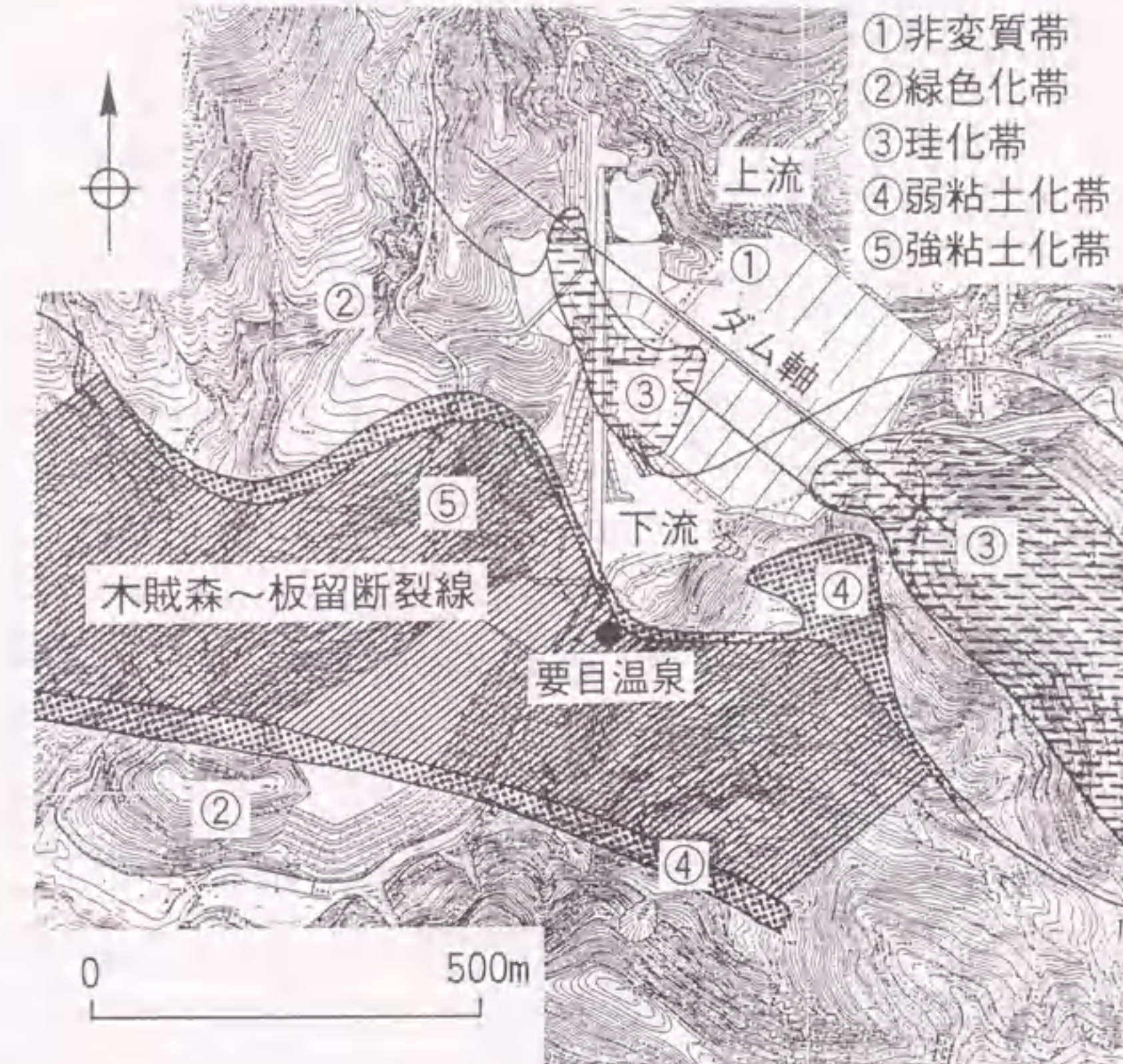


図-9.1 ダム下流変質区分平面図

(2)ダムサイトの地質

ダム軸地質断面図を図-9.2に示す。左岸部には、緑色軽石質凝灰岩が分布し、岩片は相対的に硬いが亀裂が発達している。河床部には粗粒～細粒軽石質凝灰岩が分布し、下流側で緑色軽石質凝灰岩に漸移する。右岸部では、掘削面に礫状軽石質凝灰岩、粗粒軽石質凝灰岩が分布し下流側で珪質凝灰岩が分布している。礫状軽石質凝灰岩および粗粒軽石質凝灰岩部は亀裂が少なく塊状岩盤であるが、珪質凝灰岩部では亀裂の発達が顕著である。ダム軸下では、礫状軽石質凝灰岩および粗粒軽石質凝灰岩の下位に細粒軽石質凝灰岩が分布し、部分的に亀裂が発達している³⁾。

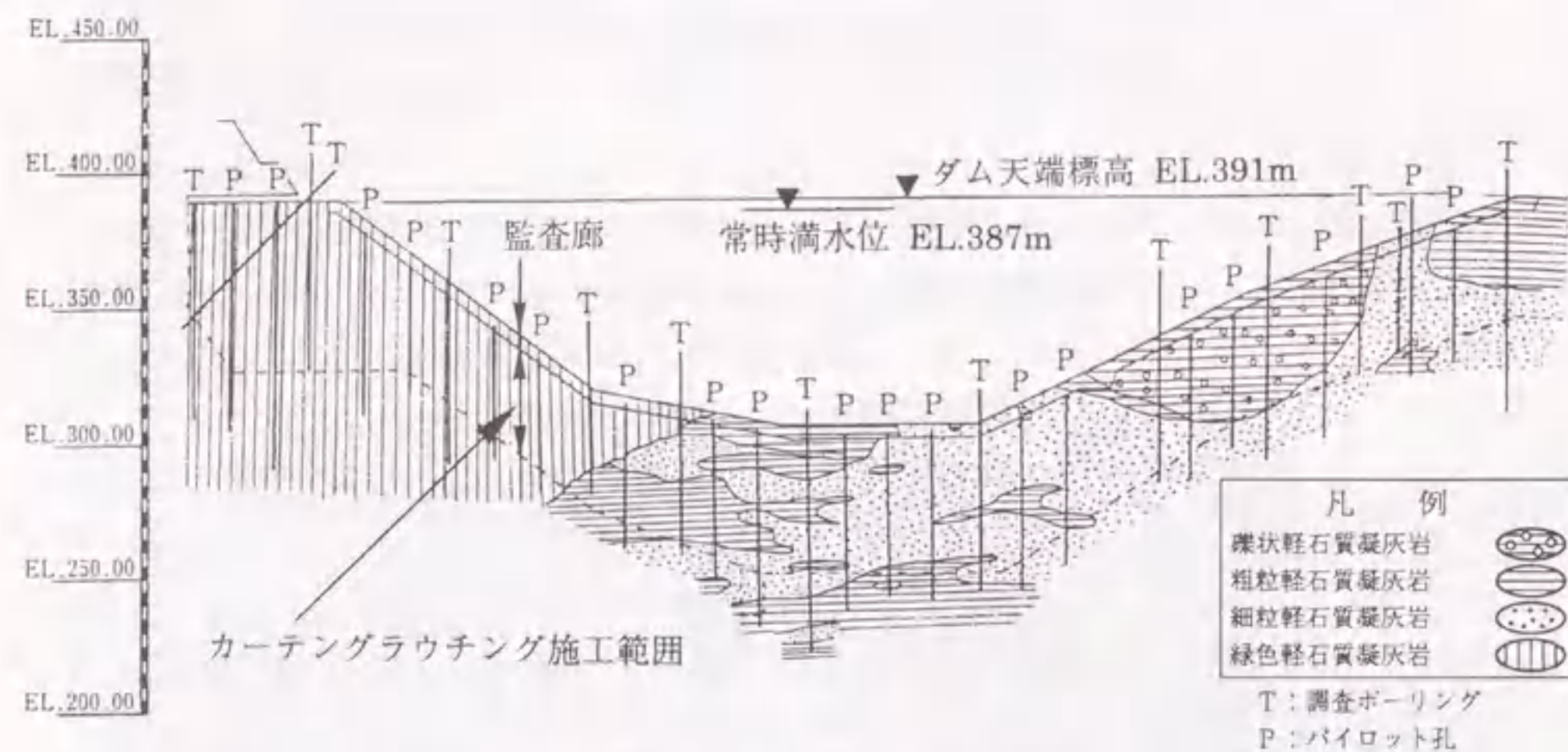


図-9.2 ダム軸地質断面図

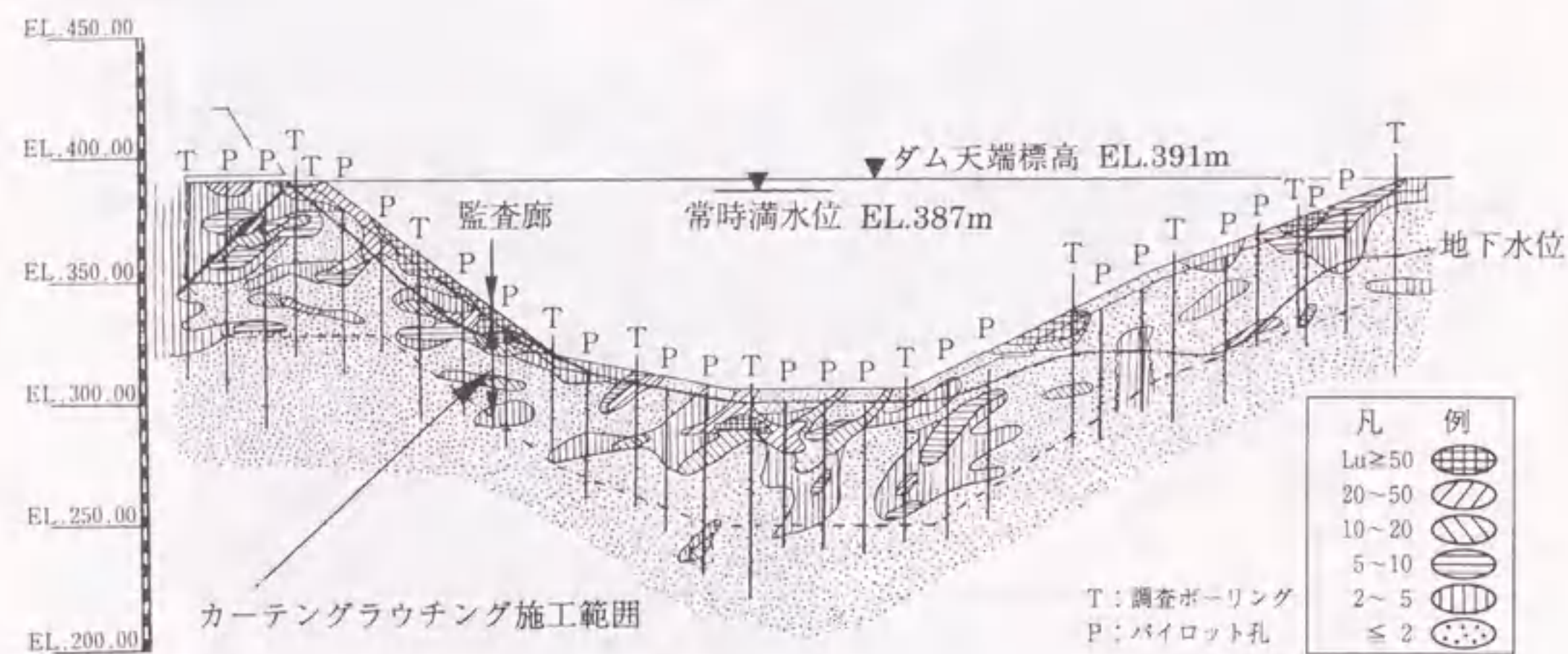


図-9.3 ルジオンマップ

(3) ダムサイトの透水性および地下水位

図-9.3 のルジオンマップに示すように、全体的には2ルジオン以下の難透水性地盤が主体であり、深度とともに高透水部の存在も少なくなっている。亀裂の発達が顕著な左岸部においては浅層部が全体に10ルジオン以上であるが標高330m以深には高透水部は認められない。

地下水位は、左岸部ではアバットメント頂部付近で常時満水位以上となっている。右岸部では、アバットメント頂部付近において、常時満水位より30m程度低い位置にあるが、右岸リムトンネル部では常時満水位以上となっている。

9.3 初期湛水状況

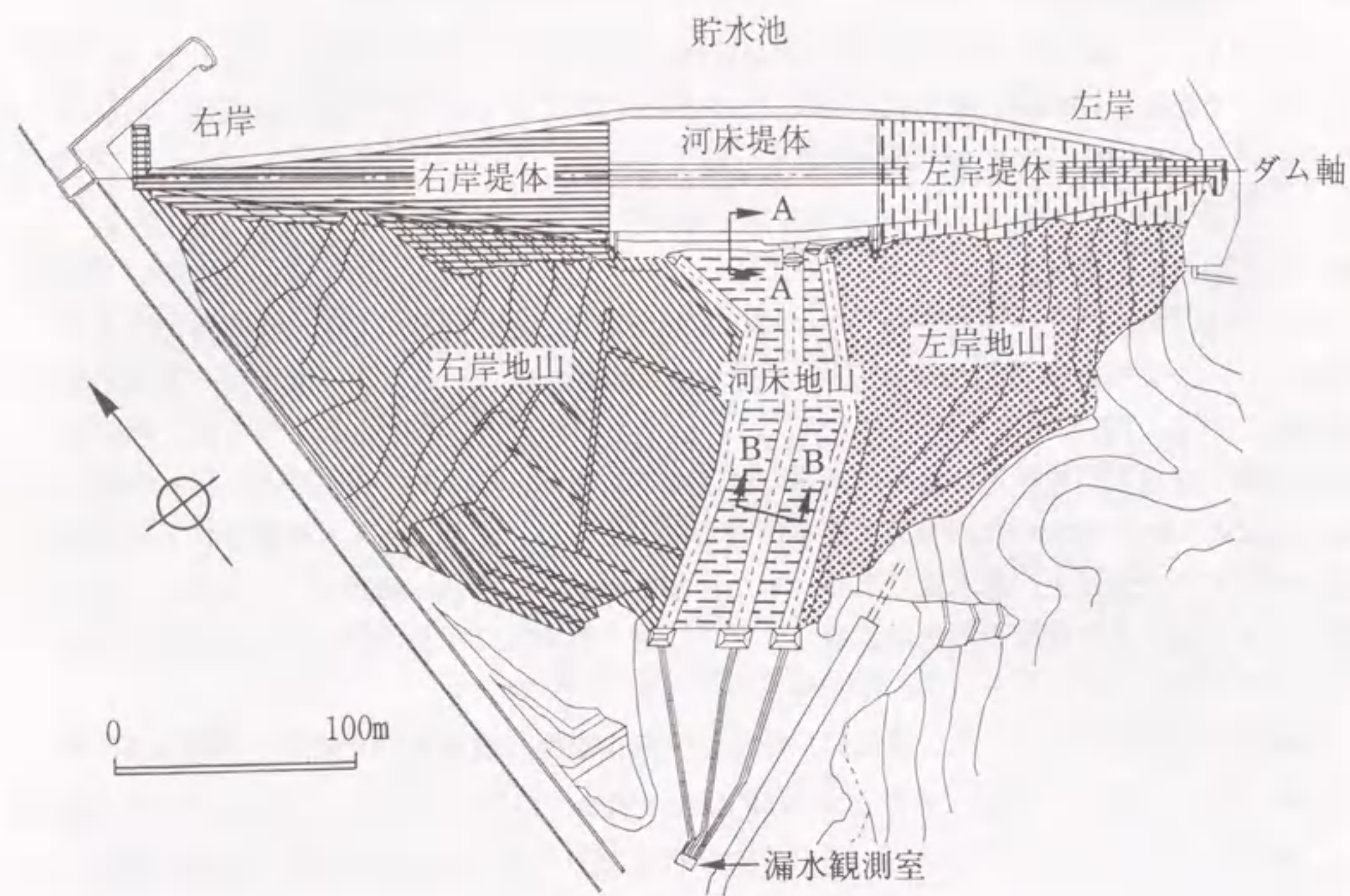
二庄内ダムは1994年10月に初期湛水を開始し、1995年5月に常時満水位(EL.387m)に達した。その後、1995年10月にかけてEL.330m以下にまで水位を低下させた後、再び湛水を開始し1996年5月には2回目の満水を迎えている。

9.4 漏水量と漏水温度

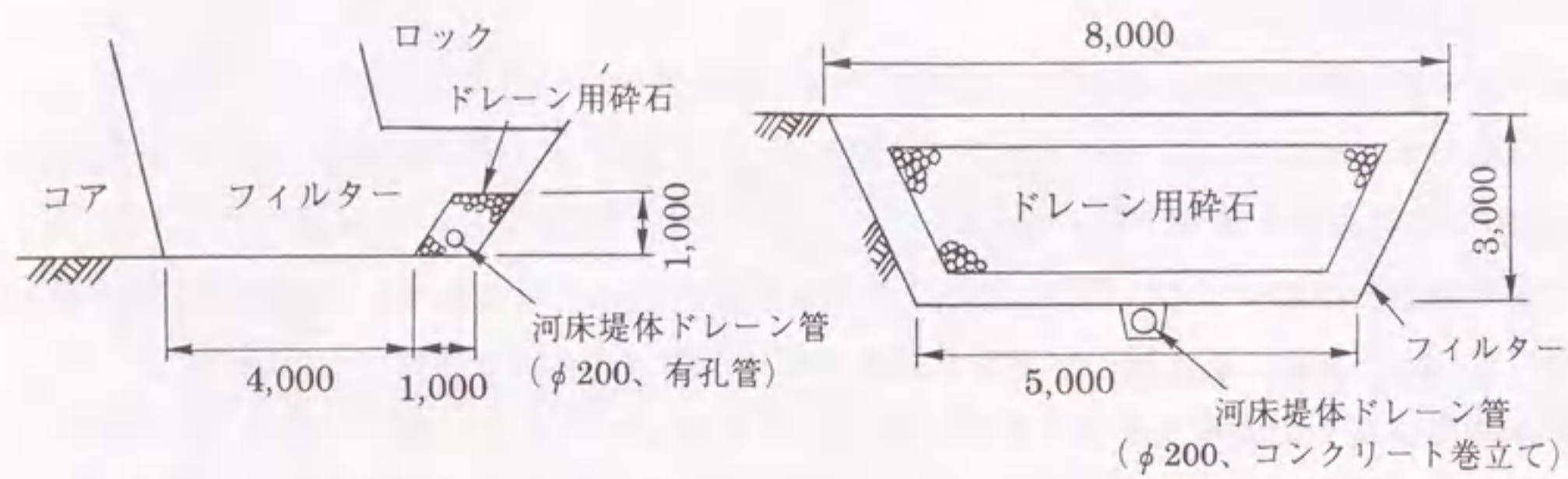
左岸地山、河床地山、右岸地山、左岸堤体、河床堤体、右岸堤体の漏水の集水範囲および排水ドレーンの断面図を図-9.4に示す。漏水量と漏水温度はダム下流の漏水観測室内で測定されている。図-9.4からわかるように、ロックフィルダムに設置されている漏水量の集水施設は、基礎岩盤を通過した真の漏水だけでなく、降水、融雪水、周辺地山からの貯水池水を起源としない湧水も含めて集水する構造となっている。したがって、観測される漏水量はあくまでも見かけ上の漏水量である。また、漏水温度は、降水、融雪水、周辺地山からの湧水および貯水池水起源の漏水が混合し、さらに漏水観測室に至る流路で外気温と地熱により温度変化を受けた結果を示す。

初期湛水時の降水量、気温、積雪深、貯水位、漏水温度、漏水量の時間変化を図-9.5に示す。降水量、積雪深、気温は右岸ダム天端(EL.391m)の管理事務所で測定された値である。降水量は前日の午前9時から当日の午前9時までの日降水量、降水量以外の観測値は当日午前9時の定時観測値である。漏水量は三角堰と水圧式水位計による値であり、積雪深は超音波式積雪深計による値である。図-9.5より、本ダムの漏水温度および漏水量に関して以下のことが示される。

- ① 地下水の恒温層の温度は年平均気温より1~4℃程度高いといわれている⁹⁾。本ダムの年平均気温のデータが得られていないので、青森市(EL.3m)の年平均気温9.7℃¹⁰⁾、高度11kmまでの気温変化率-6.5℃/km¹¹⁾、二庄内ダム河床付近標高EL.310mからダム近傍の年平均気温を推定すると7.7℃となる。堤体表面を地表面と考えれば、ダム漏水は地表面より数10m下を流れる広義の地下水と見なすことができ、外的な影響がない場合には、本ダム漏水温度も恒温層温度である10℃前後になるはずである。しかし、図-9.5に示すように、漏水温度は14~18℃と高く、ダム基礎岩盤から湧出する温泉水による影響を受けていることがわかる。
- ② 右岸および河床部の漏水温度は左岸の漏水温度より約2℃高く、右岸および河床部を通過した漏水の方が左岸を通過した漏水よりは、温泉水による影響を大きく受けている。
- ③ 漏水温度は春先の融雪水の混入によって低下する。融雪水の混入によって温度が大きく低下するのは、左岸地山、右岸地山からの漏水であり、逆に河床地山、堤体からの漏水に対する融雪水の影響は比較的小さい。



漏水量の集水範囲



河床堤体ドレーン断面図 (A-A断面)

河床地山ドレーン断面図 (B-B断面)

図-9.4 漏水量の集水範囲および排水ドレーン断面図

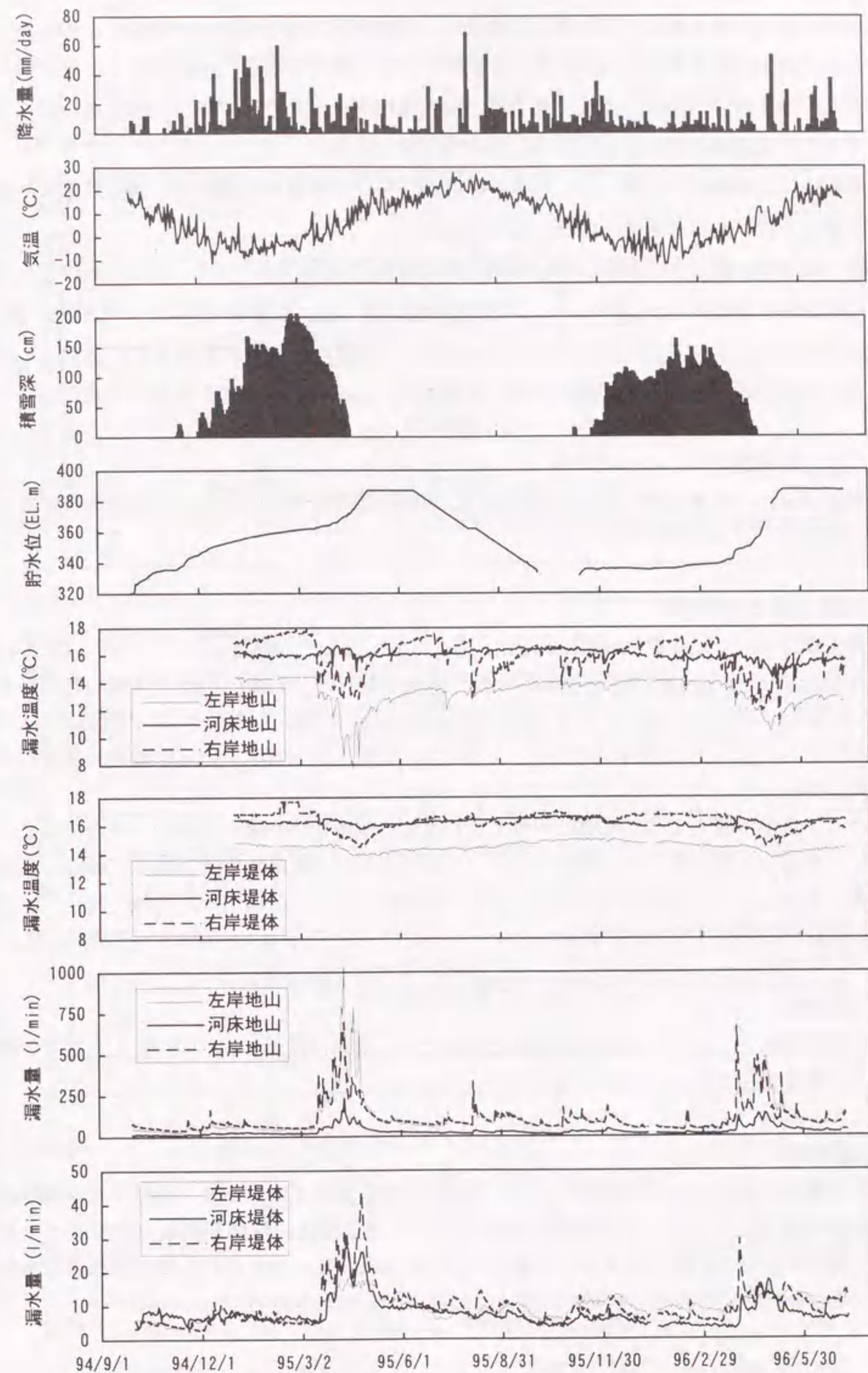


図-9.5 降水量、気温、積雪深、貯水位、漏水温度、漏水量の時間変化

- ④右岸地山の年間を通じた漏水温度の変動は、融雪水だけでなく降水の混入によるものであり、右岸地山の集水範囲内には降水が比較的早期に到達する流路が存在することを示唆する。
- ⑤春先の漏水量の増加は、気温、積雪深、漏水温度データとの比較から、融雪水の混入による見かけ上の漏水量の増加であることは明らかである。
- ⑥融雪水による影響を大きく受けているのは、左岸地山の漏水量であり、逆に融雪水による影響が小さいのは河床地山の漏水量である。
- ⑦真の漏水量を融雪水の影響がない時期の基底流量と見なせば、左岸、河床、右岸それぞれの地山漏水量は数10~100 l/min、堤体漏水量は数 l/minと非常に少ない。これは、図-9.3のルジオンマップに示されるように、本地点の基礎岩盤の透水性が非常に低く、さらにグラウチングによる基礎処理が十分に施工されていることを立証するものである。

9.5 水質調査

水質調査は、貯水池水、および図-9.4に示す6つのゾーンで集水される漏水を対象として実施した。

(1) 調査項目と分析方法

調査項目は、pH、電気伝導度、 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 SiO_2 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、 NO_3^- および環境中の放射性同位体であるラドン (^{222}Rn) である。現地で採水した試料を直ちに実験室に送付した後、すべて室内にて分析した。 HCO_3^- 以外のイオン濃度はイオンクロマトグラフ法 (DIONEX、2020i-3)、 HCO_3^- は JIS K 0101、 SiO_2 は吸光光度法により分析した。

ラドン濃度の調査では、現地でトルエン抽出した試料を持ち帰って分析すべきである。しかし、今回は作業の都合上、現地で採取した試料を直ちに低温状態で実験室に輸送した後、採水の翌日にトルエン抽出を行った。ラドン濃度は、トルエン抽出した試料を用いて、アロカ社製低バックグラウンド液体シンチレーションカウンター (LSC-LB I) で測定した。

(2) 調査時期

水質調査は、ダムが中間水位に達した1995年1月から開始し、1996年7月までの間に9回の調査を行った。

(3) 調査結果

貯水池水と漏水のラドン濃度、pH、電気伝導度、塩素イオン濃度、硝酸イオン濃度の時間変化を図-9.6に示し、貯水池水、漏水の主要イオン濃度の時間変化をヘキサダイアグラムで表示したものを図-9.7に示す。図-9.7には、1983年に測定された要目温泉水の水質データも併記した。これらの水質データより以下のことが示される。

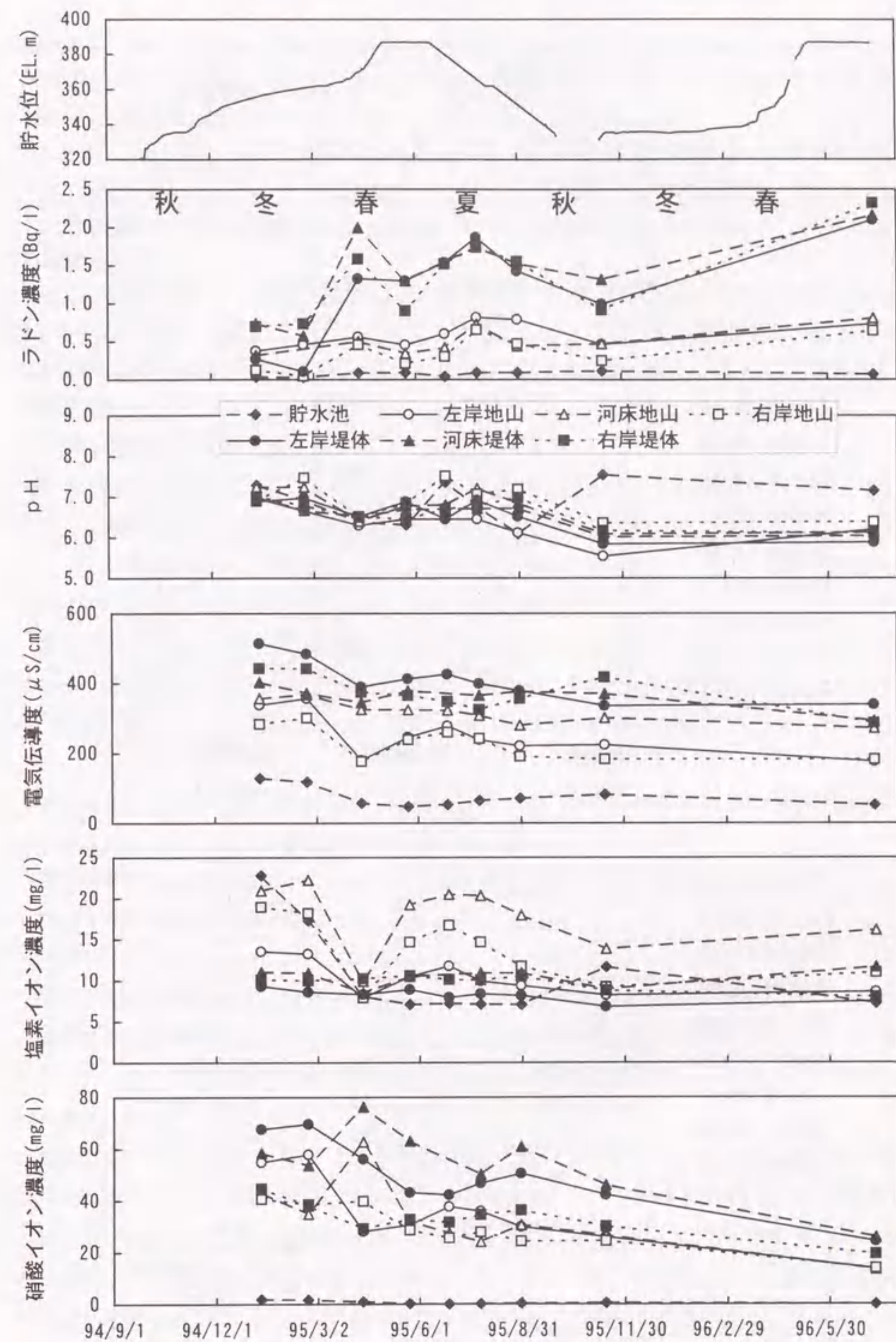


図-9.6 ラドン濃度、pH、電気伝導度、塩素イオン濃度、硝酸イオン濃度の時間変化

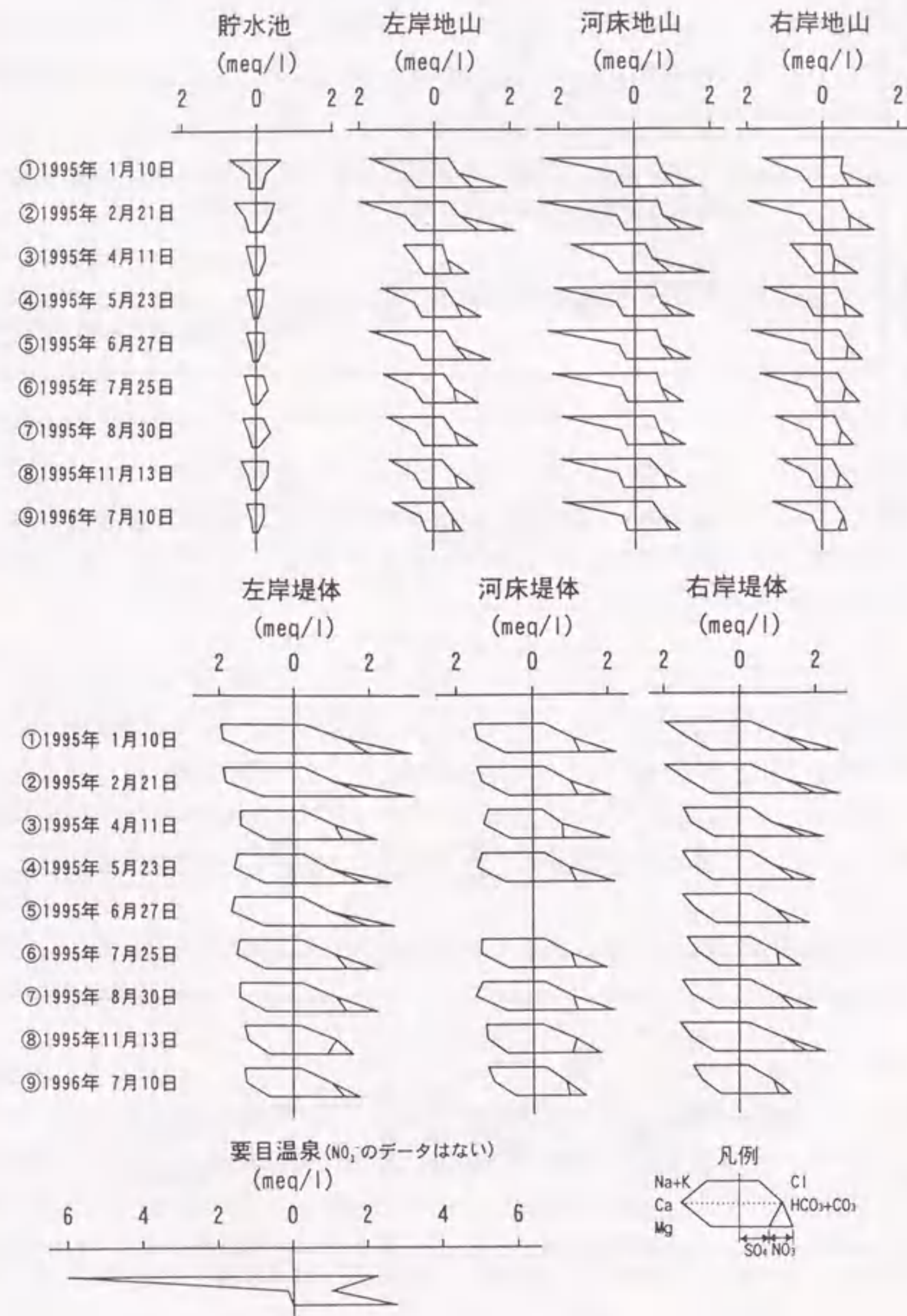
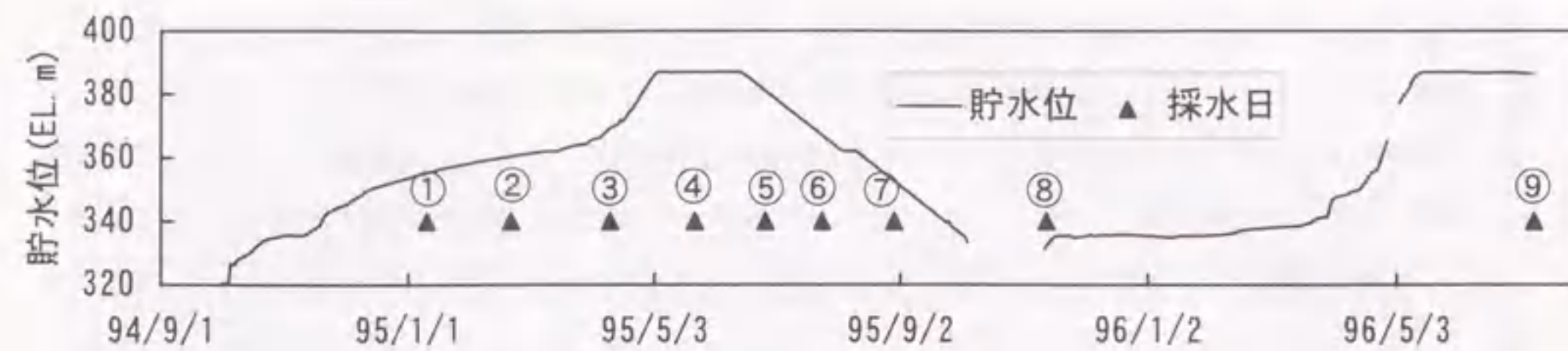


図-9.7 イオン濃度のヘキサダイアグラム

(a) pH

pHは、概ねpH 6~8の間にある。漏水のpHは、湛水初期には7前後であるが、徐々に低下し、1995年11月頃には6前後になっている。

五十嵐・大山では、本地点と同じ凝灰岩地帯のダム掘削ズリの中に含まれる黄鉄鉱が酸化されて硫酸イオンと水素イオンが発生し、貯水池水が酸性化した事例を報告している。上記のpHの低下も、同様な原因による可能性があるが断定はできない。

(b) 電気伝導度

電気伝導度は、イオン濃度の合計を示す指標である。図-9.6より、電気伝導度の変化量は小さいものの徐々に低下していることがわかる。pHとは異なり、貯水池水と漏水とでは電気伝導度の差が大きい、電気伝導度の変化だけでは貯水池水の侵入による水質の変化は不明瞭である。

(c) イオン濃度のヘキサダイアグラム

図-9.7のヘキサダイアグラムより、地山からの漏水の水質は貯水池水に比べてナトリウムイオン、硫酸イオン、硝酸イオンの濃度が高く、堤体からの漏水は、上記に加えてカルシウムイオンの濃度が高いことが示される。堤体からの漏水のカルシウムイオン濃度が高いのは、堤体基礎において実施されたグラウチングによる影響と考えられる。

漏水のナトリウムイオン濃度が高いのは、要目温泉水の水質データからもわかるように、温泉水の混入によるものと推定される。また、漏水中の硫酸イオン濃度が貯水池水に比べて高いのは、凝灰岩に含まれる硫化物の酸化あるいは温泉水の混入に起因していると考えられる。

1995年4月における地山漏水のイオン濃度の低下は、融雪水の混入によるものである。この影響は堤体からの漏水の水質にも若干現れている。

湛水開始後約2年を経過しても漏水の水質は貯水池水の水質とは大きく異なっており、貯水池からの浸透速度が非常に遅いことがわかる。

(d) 硝酸イオン

本ダム漏水の硝酸イオン濃度は、図-9.6に示すように20~70mg/lと非常に高い。ダム周辺地下水および温泉水の硝酸イオン濃度のデータがないので、その起源を特定することはできないが、ダム基礎岩盤の凝灰岩あるいは凝灰岩を通過して湧出する温泉水がその起源であると考えられる。

湛水の進行によりイオン濃度は全体的にわずかに低下しているが、その中でも硝酸イオン濃度は貯水池水の混入量の増加とともにその濃度が低下し、1996年7月時点では1995年1月の半分以下になっている。貯水池水の硝酸イオン濃度は0.1~2mg/lとごく微量であり、漏水中の硝酸イオン濃度との差が大きい。したがって、他のイオンでは見られない顕著な濃度低下を示す硝酸イオンは、二庄内ダム下流側への貯水池水の到達を示す指標として利用できるといえる。

地下水中の硝酸イオンは、家庭排水、大気汚染、農耕地における化学肥料等の影響により

増加するが、硝酸イオンの調査事例の多くは農耕地の肥料を起源としている⁸⁾⁹⁾¹⁰⁾¹¹⁾¹²⁾。しかし、大気汚染による降水中起源の硝酸イオンおよび地表面近傍の有機物起源の硝酸イオンにより、山間部の表流水中においても2~3mg/l程度の硝酸イオンが検出されることも珍しくない⁷⁾。このような低濃度の硝酸イオンを指標として、湛水による滞留地下水の押し出しとその後の貯水池水の到達を示した調査事例も報告されている¹³⁾。硝酸イオンは、地下水汚染の観点から議論されることが多いが、本ダム的事例からもわかるように、今後、ダム漏水のような比較的狭い範囲を対象にした地下水追跡のための指標として利用できる可能性が高いといえる。

(e) 塩素イオン

漏水中の塩素イオン濃度も通常の地下水よりは高いレベルにあり、硝酸イオン同様本ダム漏水の特徴である。

貯水池水と漏水との濃度差が大きい硝酸イオンは、貯水池水の混入を検知するための指標として有効である。しかし、貯水池水の塩素イオン濃度は約10mg/lと堤体からの漏水とほぼ同じ濃度レベルであり、貯水池水の混入を検知するための指標とはなり得ない。

(f) ラドン

図-9.6 のラドン濃度の時間変化を見ると、堤体基礎を通過した漏水中のラドン濃度は、初めて満水位となった1995年春に、滞留地下水の押し出しによると考えられる濃度増加を示した後、1995年の冬にかけて若干低下している。また、地山漏水のラドン濃度は、1995年夏に若干増加し、その後、1995年の冬にかけて若干低下している。これは、湛水による影響が、下流側の地山部分より上流側の堤体基礎に速く現れたことを示している。

図-9.5 に示すように、1995年冬は貯水位が低下している時期であるので、1995年冬のラドン濃度の低下は、漏水量の減少によって流下過程における空中への揮発量が増加したことによる影響と考えられる。

本ダム漏水のラドン濃度は、0.5~2.0 Bq/l と低く、湧水・地下水タイプのラドン濃度の平均値13 Bq/l¹⁴⁾よりかなり低いレベルにある。貯水池水との濃度差も小さいことから、本地点はラドンを指標とした漏水調査に適しているとはいえない。しかし、図-9.6 に示されるように、ラドン濃度は貯水位の変動による影響を敏感に示しており、湛水による滞留地下水の押し出し現象を捉えるには有効な手法であるといえる。

9.6 まとめ

温泉地帯という特殊な環境下にある二庄内ダムにおける水質調査を実施することにより、以下の知見が得られた。

- ①堤体基礎からの漏水は、地山からの漏水に比べてカルシウムイオン濃度が高く、グラウチングによる影響が見られる。
- ②本ダム漏水の硝酸イオン濃度は、20~70mg/l と非常に高い。
- ③湛水による最も顕著な影響は、漏水に含まれる高濃度の硝酸イオン濃度が低下する現象として現れる。これは、硝酸イオン濃度の低い貯水池水が漏水に混入することによるものである。

ある。

- ④硝酸イオン濃度のような顕著な変化は、他のイオン濃度では観察されず、本ダムでは下流側への貯水池水の到達を示す指標として、硝酸イオン濃度を利用することが有効である。
- ⑤イオン濃度よりはラドン濃度の方が湛水による地下水の押し出し現象を敏感に反映し、湛水による影響は下流側の地山部分より上流側の堤体基礎に速く現れる。

二庄内ダムの初期湛水時の計測データの内、主に漏水量と水質データに着目した地下水流動の評価を行った。本ダムは、ロックフィルダムとしても大型の部類に属するが、先に示したようにその実質的な漏水量は数l/min~数10l/minと極微量である。また、湛水開始後約2年経過しても下流漏水の水質は貯水池水の水質とは大きく異なっており、貯水池からの浸透速度が非常に遅いことが立証された。

参考文献

- 1) 小沼章成：二庄内ダム設計・施工について、大ダム、No.149、pp.57-68、1994.
- 2) 菊池秀城：二庄内ダムの基礎処理について、ダム日本、No.592、pp.65-83、1994.
- 3) 酒井軍治郎、宮城一男：青森県の温泉（その1）、温泉工学誌、Vol.6、No.1、pp.54-59、1968.
- 4) 湯原浩三：地下水の水温、地下水ハンドブック、pp.121-129、1989.
- 5) 国立天文台編：理科年表、p.198、1996.
- 6) 国立天文台編：理科年表、p.384、1996.
- 7) 五十嵐敏文、大山隆弘：黄鉄鉱の酸化に伴う貯水池水質の酸化現象、電力中央研究所報告、U95024、1996.
- 8) 鶴巻道二：浅層地下水の硝酸態窒素、地下水学会誌、第34巻、第3号、pp.153-162、1992.
- 9) 広城吉成、他：農耕地における地下水水質の変動特性—特に陰イオン濃度の変動について、水工学論文集、第36巻、pp.403-408、1992.
- 10) 明賀春樹：硝酸性窒素で汚染された地下水の修復技術、用水と廃水、Vol.36、No.8、pp.703-710、1994.
- 11) 田口雄作：窒素による地下水汚染と水文学の課題、ハイドロロジー、第25巻、第2号、pp.51-56、1995.
- 12) 今泉眞之：第三紀泥岩地すべり斜面の浅層地下水の水質変化—新潟県板倉町の大池地すべりを例として—、応用地質、第37巻、第1号、pp.2-18、1996.
- 13) I. Shiozaki, H. Imai, A. Murakami : Investigation of groundwater flow around dams using chemical and isotopic composition of groundwater, Proceedings Korea-Japan Joint Symposium on Rock Engineering, pp.525-530, 1996.
- 14) 石井忠、堀内公子：天然水中のラドン、環境ラドン、電子科学研究所、pp.160-166、1992.

第10章 泥岩地帯におけるコンクリートダム初期湛水時の地下水調査—山形県新水ヶ瀬ダム—

10.1 はじめに

本章は、過去に水質調査事例が少ない堆積岩系の岩盤である泥岩層を主体とする地点に建設された新水ヶ瀬ダム初期湛水時に実施した水質調査結果を整理し、その地下水水質の特徴についての考察を行ったものである。

10.2 調査地点の概要

新水ヶ瀬ダムは、山形県最上川水系寒河江川の中流部に建設された重力式コンクリートダムであり、本道時発電所の逆調整池機能を有するダムである。ダムおよび貯水池の諸元を表-10.1に示す。

ダムの左岸部は段丘であり、段丘面は寒河江川より約30m上位で、ダム建設時には水田として利用されている。

ダム付近の地質は、水沢層と呼ばれる新第三紀層が基盤を成し、これを被覆して第四紀の段丘堆積物、崖錐堆積物および現河床堆積物が広く分布している。

基盤の泥岩層は水沢層を主体として、砂質凝灰岩の薄層を挟在し、明瞭な走行傾斜を有する単斜構造を有している。泥岩は比較的均質緻密で岩級は大部分がC_M級の中硬質な岩石である。一方、砂質凝灰岩及び凝灰岩は泥岩に比べて軟質であり岩級はC_L~D級クラスが多い。

段丘堆積物は、段丘面上に分布する礫質土で、花崗岩、閃緑岩等の新鮮な円礫と砂質土から成り、ダム左岸の段丘面で10m前後の層厚である。崖錐性堆積物は主にダムサイトから貯水池右岸斜面部に位置し、全般にルーズである。ダム周辺の地質構成を表-10.2に示し、地質断面図を図-10.1に示す。

表-10.1 ダムおよび貯水池の諸元

ダ ム	形 式	重力式コンクリートダム
	堤 高	34.0 m
	堤 頂 長	372.0 m
貯 水 池	堤 体 積	116,000 m ³
	流 域 面 積	259.8 km ²
	湛 水 面 積	0.25 km ²
貯 水 池	総貯水容量	1,936,000 m ³
	有効貯水容量	1,425,000 m ³
	常時満水位	EL.256.5 m
	低 水 位	EL.247.0 m
利 用 水 深	9.5 m	

表-10.2 ダム周辺の地質構成¹⁾

時 代	層 序	岩 質	記 事
第 四 紀	沖積世	現河床堆積物	礫・砂・粘土 寒河江川沿いに分布
	洪積世	崖錐堆積物	礫・砂・粘性土 右岸山裾に分布
		段丘堆積物	礫・砂・粘土 低位、高位段丘、 広範囲に分布
新 第 三 紀	中 新 世	水 泥 岩	塊状泥岩・頁岩 硬質緻密な厚層
		水 凝 灰 岩	流紋岩質凝灰岩 軟質、一部変質して ベントナイト状
		水 砂 質 凝 灰 岩	砂質凝灰岩 挟在されて分布

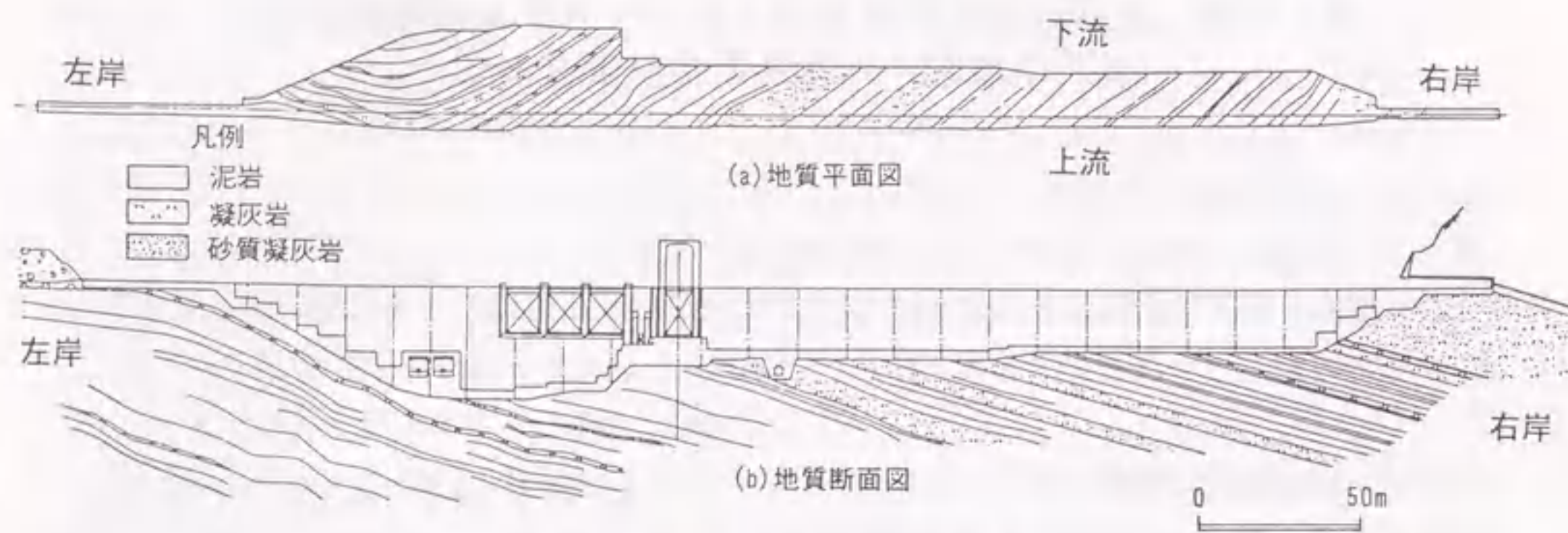


図-10.1 ダム基礎岩盤地質図

10.3 調査概要

本ダムは、1989年9月11日から初期湛水を開始し、同年9月30日に最高水位256.5mに至った後、10月11日までその水位を維持した。その後、10月21日まで一定水位を維持した後、第2回目の試験湛水を実施している。試験湛水時の貯水位、漏水量（主に堤体コンクリート打ち継ぎ目からの漏水と基礎排水孔からの漏水）の時間変化を図-10.2に示す。

調査項目は、pH、電気伝導度、水温、 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 NH_4^+ 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、

NO_3^- および環境中の放射性同位体であるラドン (^{222}Rn) である。pH、電気伝導度、水温は採水時に測定し、他の項目は現地で採水した試料を直ちに実験室に送付した後、すべて室内にて分析した。 HCO_3^- 以外のイオン濃度はイオンクロマトグラフ法 (DIONEX、2010i)、 HCO_3^- はJIS K 0101により分析した。ラドン濃度は、試料 500ml とシンチレータ入りのトルエン 40ml を、空気と混合しないように専用のラドン抽出器に入れて攪はんした後、上澄みのトルエン約 20ml を採取し、アロカ社製低バックグラウンド液体シンチレーションカウンター (LSC-LB I) を用いて測定した。

調査は、貯水池水、ダム監査廊から岩盤内に削孔された揚圧力測定用ボーリング孔からの湧水、監査廊内コンクリート打ち継ぎ目からの湧水、左岸地下水位観測孔および湧水（井戸1、井戸2）を対象にし、初期湛水開始の1989年9月11日から、同年11月27日の間に計10回の採水を実施した。

地下水位は、泥岩に狭在する凝灰岩が遮水層となって概ね3層に区分されることが既往の調査より判明していたので、地下水位の観測孔については所定の水位のみを観測できるよう

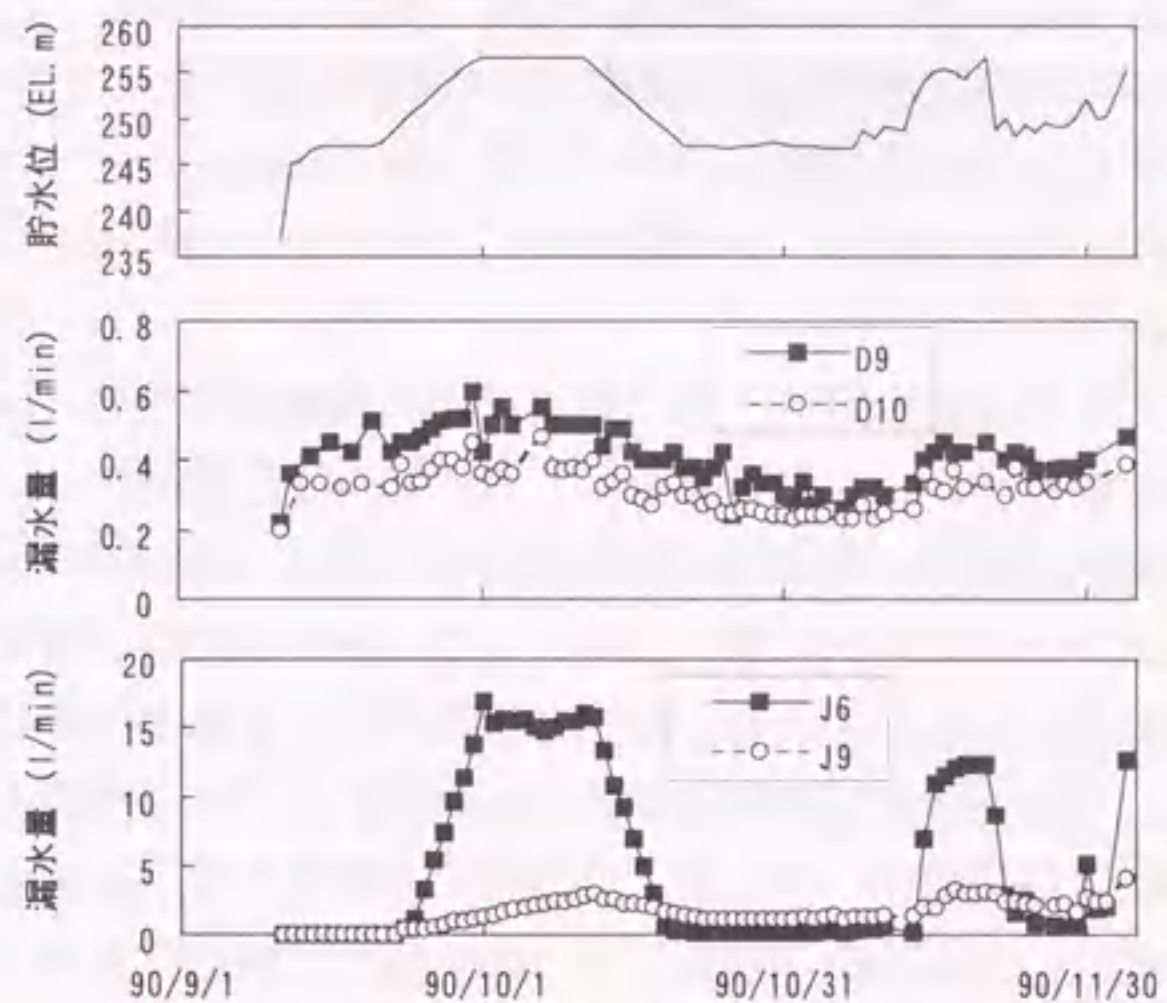


図-10.2 試験湛水時の貯水位と漏水量の時間変化

な構造となっている。対象深度は、以下の通りである。

LB1：浅部帯水層、LB4：浅部帯水層、LB 7：中間部帯水層、LB10：中間部帯水層、LB11：深部帯水層、LB12：浅部帯水層。

地下水位観測孔および湧水の採水位置を図-10.3に、監査廊内の採水位置を図-10.4に示す。



図-10.3 地下水位観測孔および湧水の採水位置

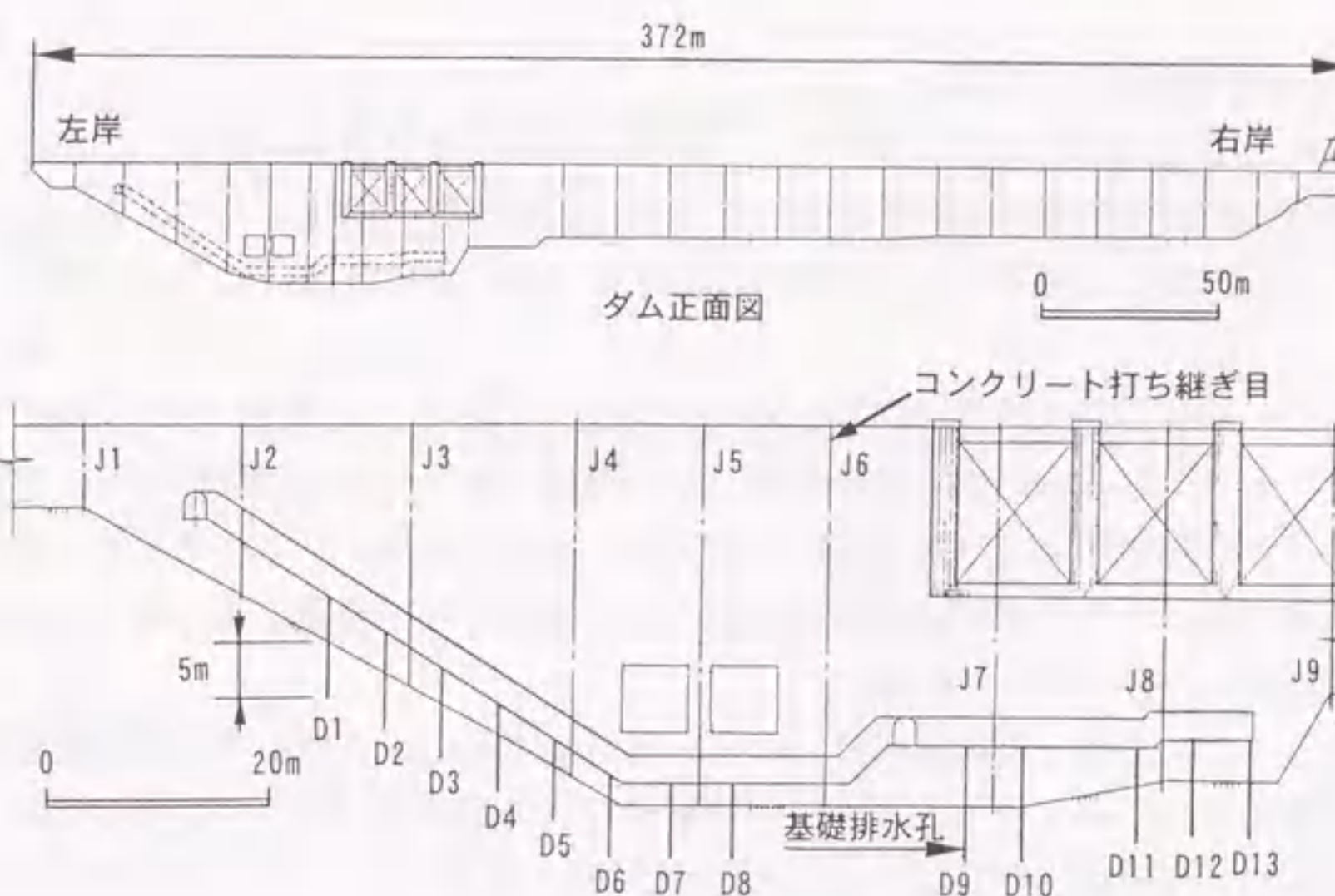


図-10.4 監査廊内の採水位置

10.4 調査結果

試験湛水時の貯水位、監査廊内基礎排水孔からの漏水量(D9、D10)、コンクリート打ち継ぎ目からの漏水量(J6、J9)の時間変化を図-10.5に、pH、電気伝導度、ラドン濃度の時間変化を図-10.6に、硝酸イオン濃度、アンモニウムイオン濃度の時間変化を図-10.7に示し、主要イオン濃度をヘキサダイアグラムで表示したものを図-10.8に示す²⁾。図-10.8には、本ダム泥岩試料を純水に溶解させた溶液のイオン濃度も併記した³⁾。これらのデータより示される事項を以下に示す。

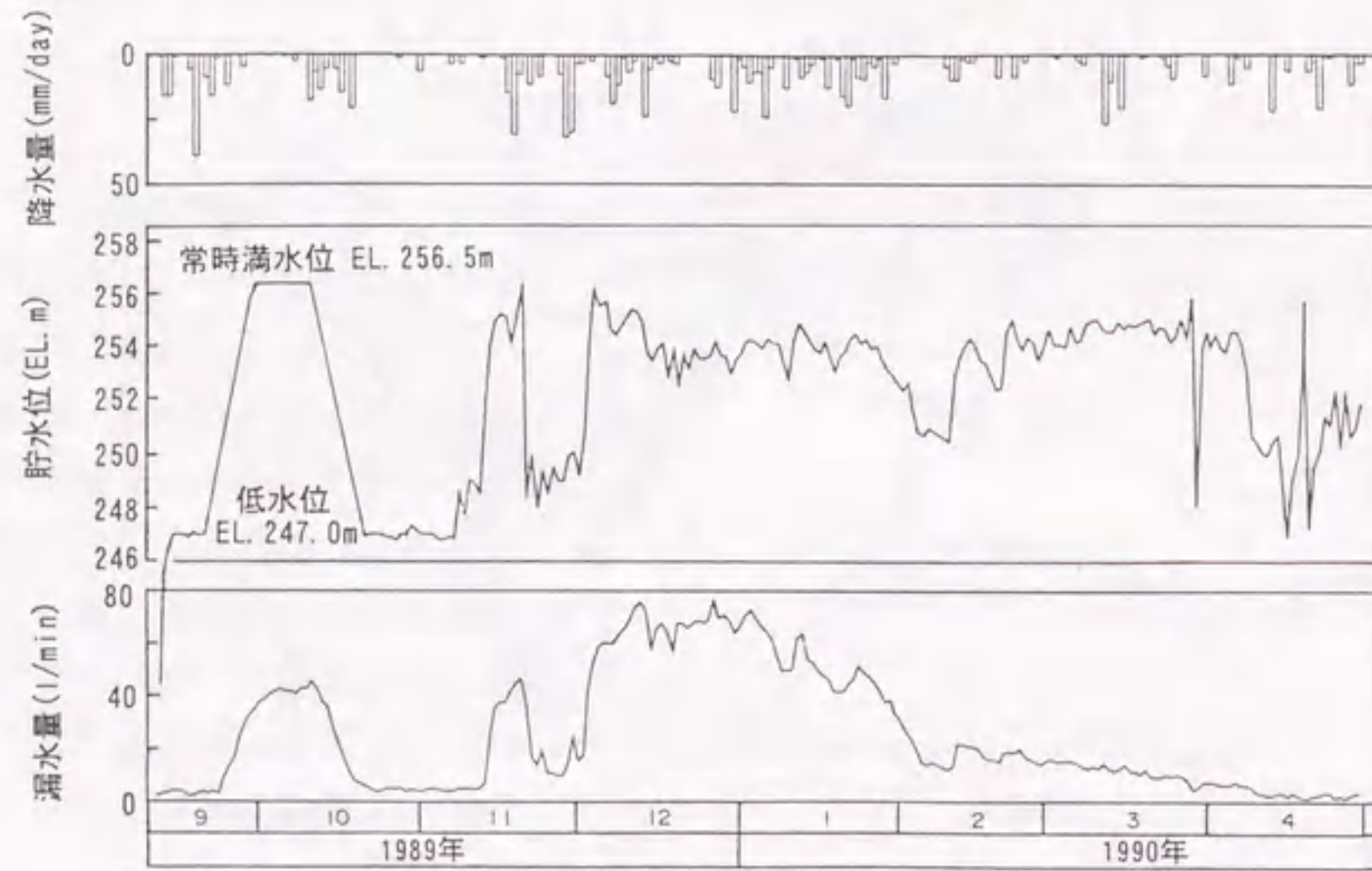


図-10.5 監査廊内基礎排水孔およびコンクリート打ち継ぎ目からの漏水量の時間変化

(1) 左岸地下水位観測孔および湧水

LB1、LB4、LB12 および湧水（井戸1、井戸2）はイオン濃度が低く、貯水池とほぼ同様な水質すなわち浅層地下水の性質を示している。このうち、LB4では2~3mg/lの硝酸イオンが検出されており、地下水位観測孔周辺の水田に散布された肥料による影響と考えられる。

LB7、LB10はいずれも中間層の地下水であるが、LB7では硫酸イオン濃度が高く、LB10ではナトリウムイオン濃度と重炭酸イオン濃度が高いという特徴がある。また、深部帯水層の地下水を対象にしているLB11の水質は、LB10同様ナトリウムイオン濃度と重炭酸イオン濃度が高いという点では類似しているが、硫酸イオン濃度が他の地下水位観測孔に比べて極端に低いという違いがある。

ナトリウムイオン濃度と重炭酸イオン濃度が高い地下水は、岩盤中での滞留時間の長い地下水の特徴であり⁴⁾、ナトリウムイオン、硫酸イオン、重炭酸イオン濃度の相違は、岩盤中での滞留時間の差を反映しているといえる。

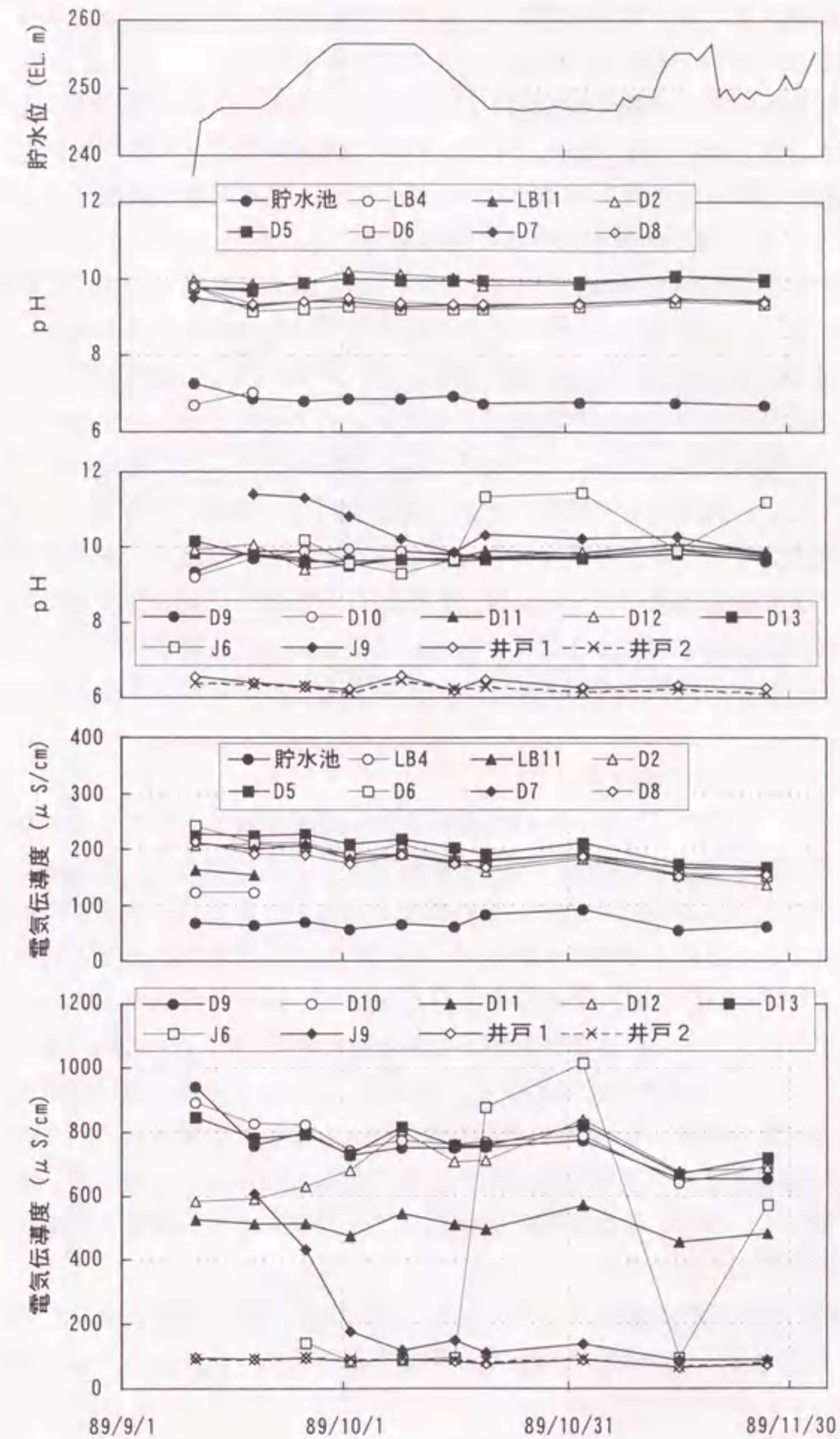


図-10.6 pH、電気伝導度の時間変化

(2) 監査廊内基礎排水孔

コンクリートダムでは基礎排水孔からの浸透の増減が重視され、コンクリートダムの基礎排水孔からの漏水量に関しては建設省土木研究所の「ダムの安全管理」には1孔当たり100 l/minが注意基準として示されている⁵⁾。

本ダムでは、基礎排水孔からの漏水量は 13 孔全孔でも終始 2 l/min 以下であり、1 孔当たりは図-10.5 に示すように最大 0.6 l/min (D9, 1989 年 9 月 30 日) と微量であった。

したがって、総体的にイオン濃度の時間変化は小さく、湛水による影響が現れる地点は限られる。D2、D5、D6、D7、D8、D10、D11、D13 は湛水前後の水質変化は小さく、湛水による影響は本調査期間中では見いだされない。D9 では、湛水に伴う硫酸イオン濃度の増加傾向が大きく、イオン濃度全体もわずかに増加している。また、D12 ではナトリウムイオン濃度と硫酸イオン濃度が増加傾向にある。これらは、湛水により泥岩の中に滞留していた高濃度の硫酸イオンを含む地下水が徐々に押し出されているものと考えられる。

佐藤⁹⁾は、北陸から東北地方の第三紀層の泥岩には、一般に多くの黄鉄鉱が含まれていることを示し、この黄鉄鉱が鉄硫黄酸化細菌により酸化されて硫酸イオンが生成されることを示している。また、桜本⁷⁾は、岩石にどの程度の硫化鉱物が含まれれば酸性水が発生するか否かを検討するために、海成泥質岩を用いた溶出実験を行い、硫黄の含有量が 0.4% 以上であれば酸性水を発生させる可能性が高くなることを示している。本地点の泥岩を含む複数の岩石試料を用いた溶出実験結果⁹⁾からも、図-10.8(2) に示すように他のイオンに比べて高濃度の硫酸イオンが溶出することが示されている。したがって、泥岩地帯において地下水流動の変化を検知するにはこの高濃度の硫酸イオンに着目することが有効であるといえる。

(3) 監査廊内コンクリート打ち継ぎ目

本ダムの漏水量は、堤体コンクリート打ち継ぎ目からの漏水量が主体である。本ダムでは、1 継ぎ目からの最大漏水量は 19 l/min (J9, 1990 年 1 月 3 日) であり、先に示した基礎排水孔の注意基準である 100 l/min と比較しても微量である。コンクリートダムにおける漏水量は、貯水位だけでなく気温との相関性が高く、図-10.2 に示すように本ダムにおいても春先の気温増加により堤体コンクリート打ち継ぎ目が収縮し、漏水量が減少している。

図-10.5 に示すコンクリート打ち継ぎ目からの漏水量である J6、J9 の漏水量の時間変化と、図-10.6、図-10.8 に示す水質の時間変化を見ると、J6 からの漏水量は貯水位の変化に連動し、漏水量と水質との間にも明瞭な関係が見られる。これは、漏水量の減少により漏水とコンクリート打ち継ぎ目の接触時間が長くなることによりカルシウムイオン濃度、重炭酸イオン濃度が増加し、さらに基礎岩盤を通過したナトリウムイオン濃度、硫酸イオン濃度の高い地下水が混入するためである。

J9 では、初期湛水時の漏水量増加に伴うイオン濃度の低下が観察されるがその後の変化は小さい。これは、初期湛水以降貯水池からの漏水が定常的にコンクリート打ち継ぎ目を通して浸透していることを示している。

(4) アンモニウムイオン濃度

本地点では、D9~D13 で 3~4mg/l のアンモニウムイオンが検出されている。一般の地下水では、肥料等の人為起源の硝酸イオンが検出されることは多い⁸⁾⁹⁾が、アンモニウムイオンが検出されることは稀である¹⁰⁾。

このアンモニウムイオンの起源は明確ではないが、以下の 2 つの可能性がある。

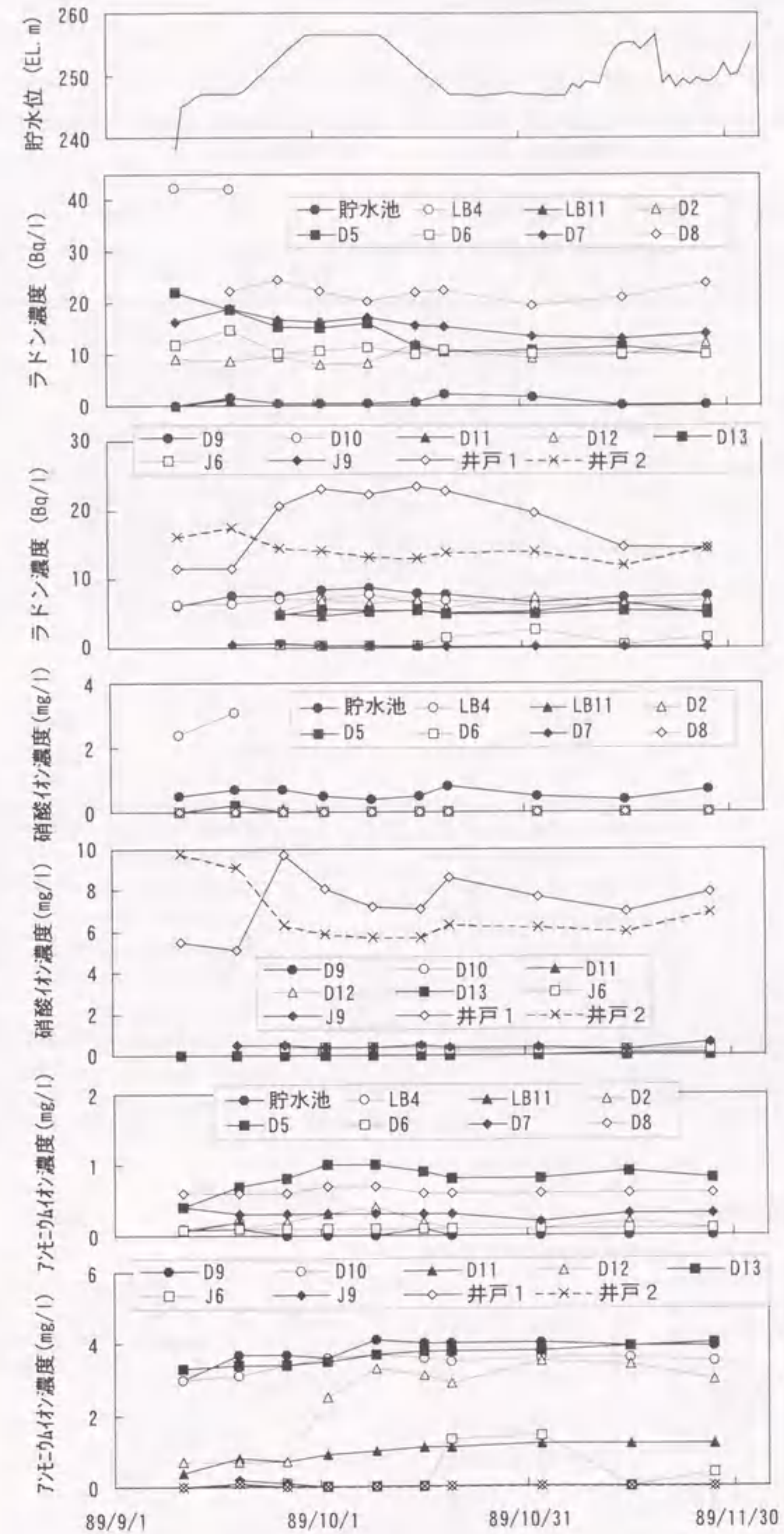
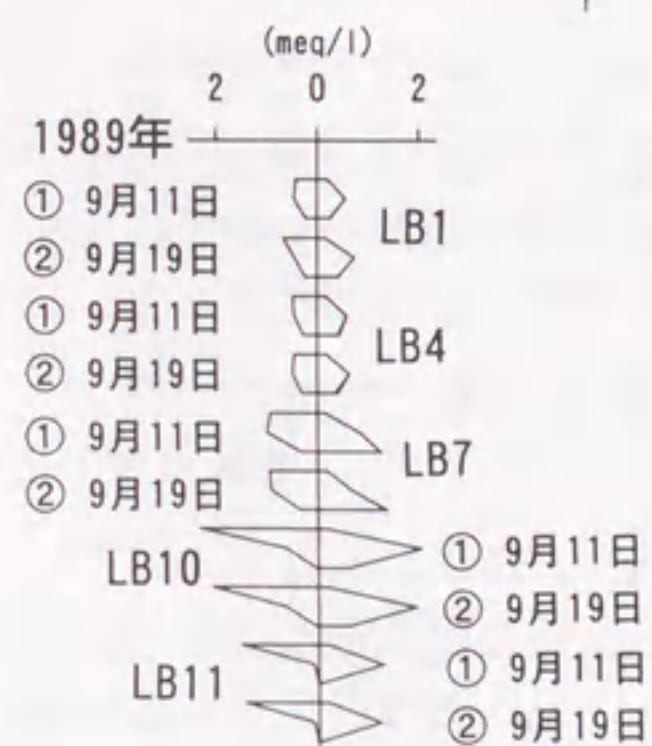
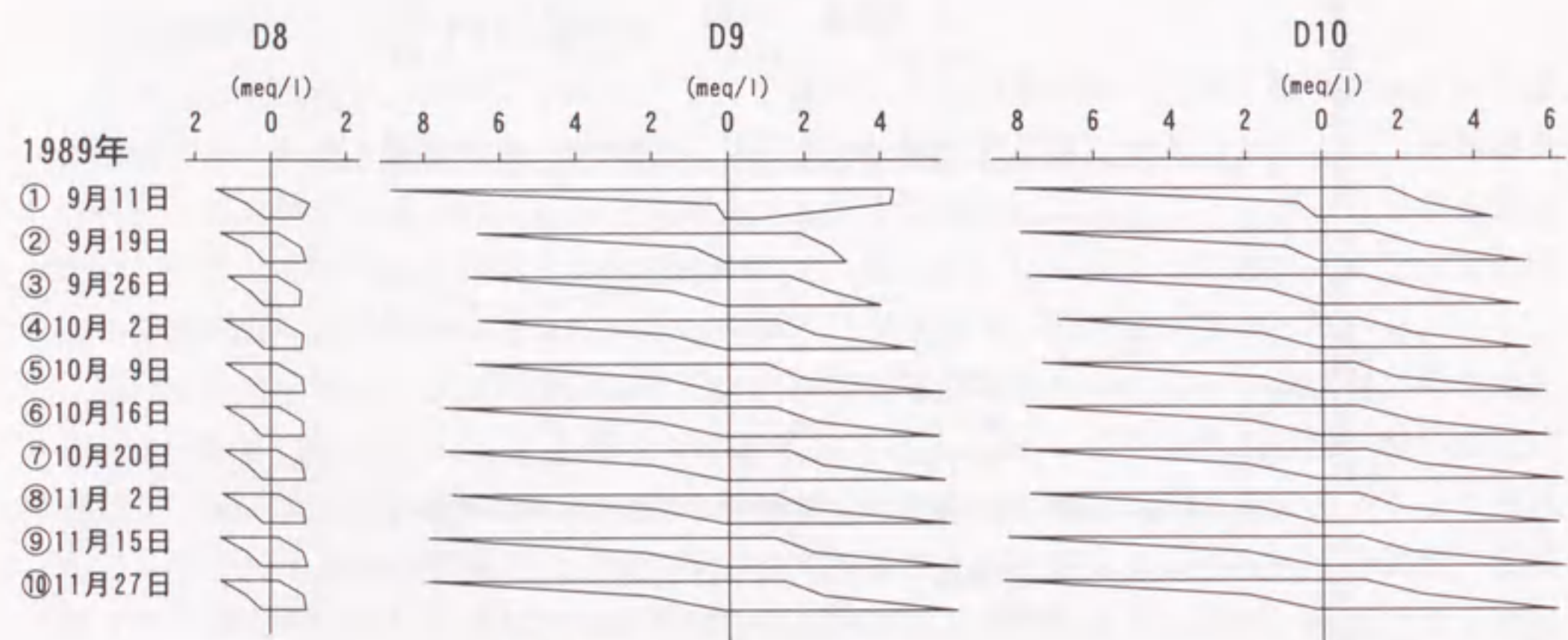
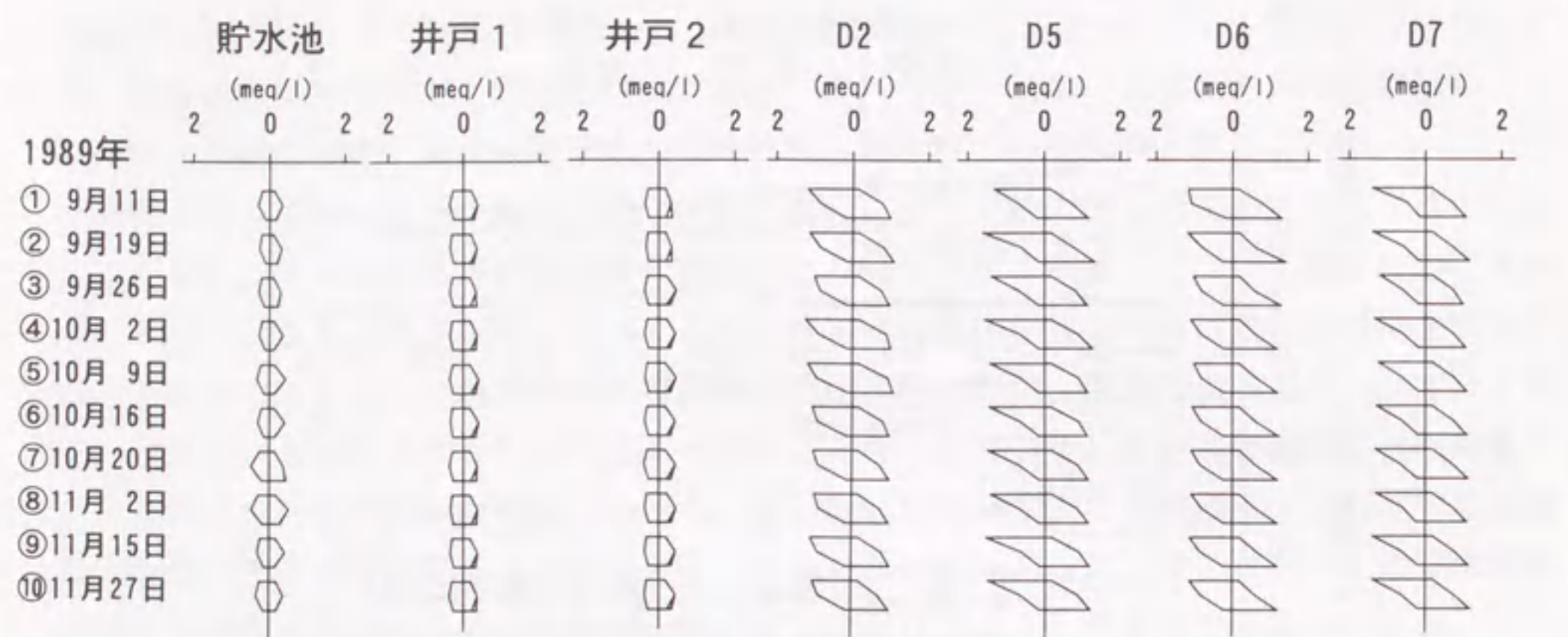
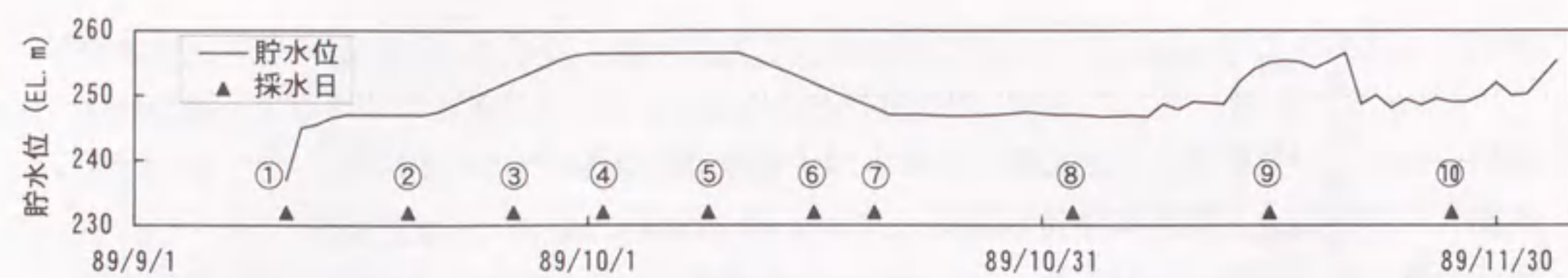


図-10.7 ラドン濃度、硝酸イオン濃度、アンモニウムイオン濃度の時間変化



凡例

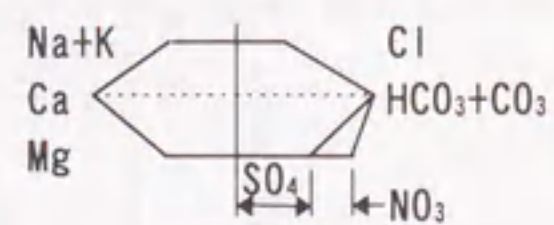
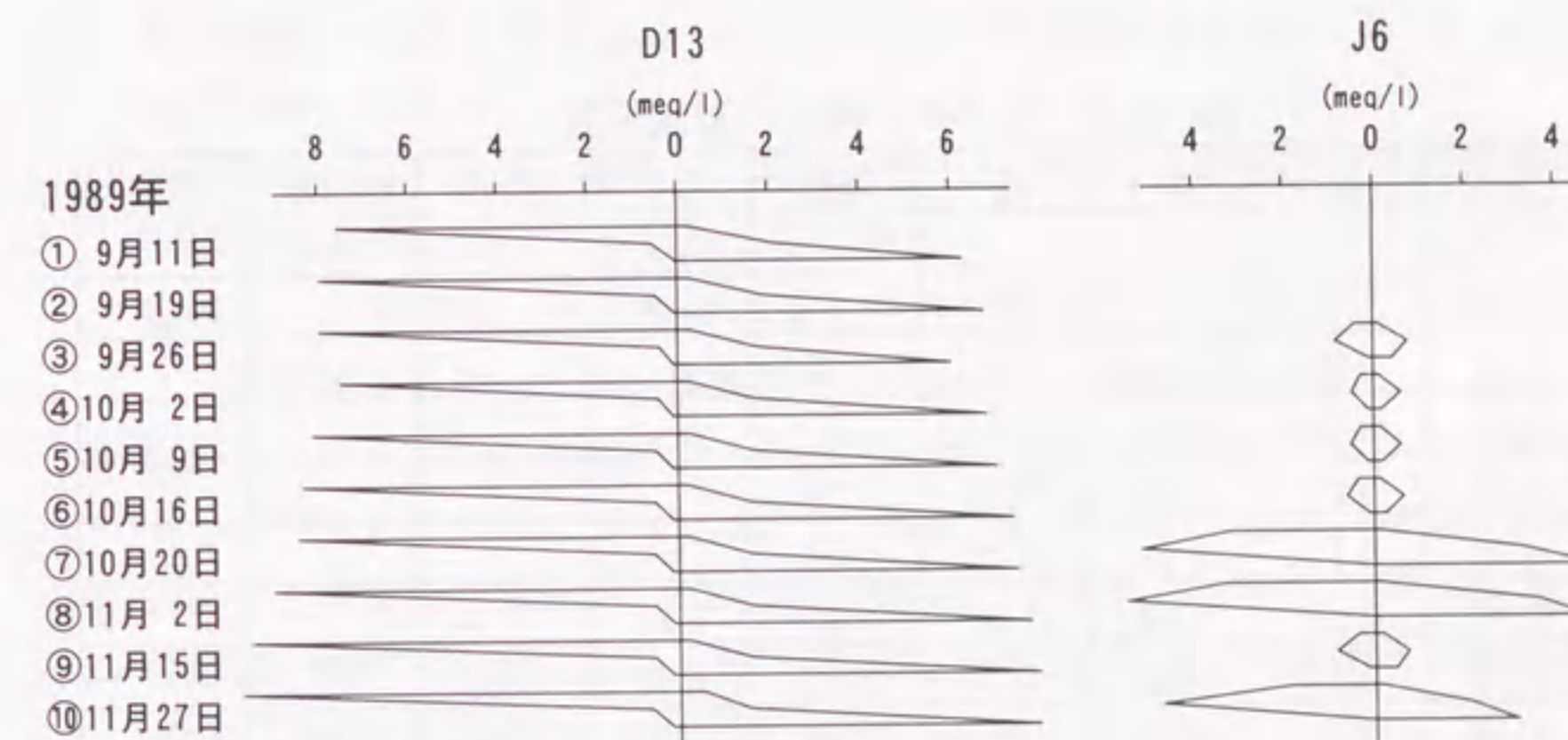
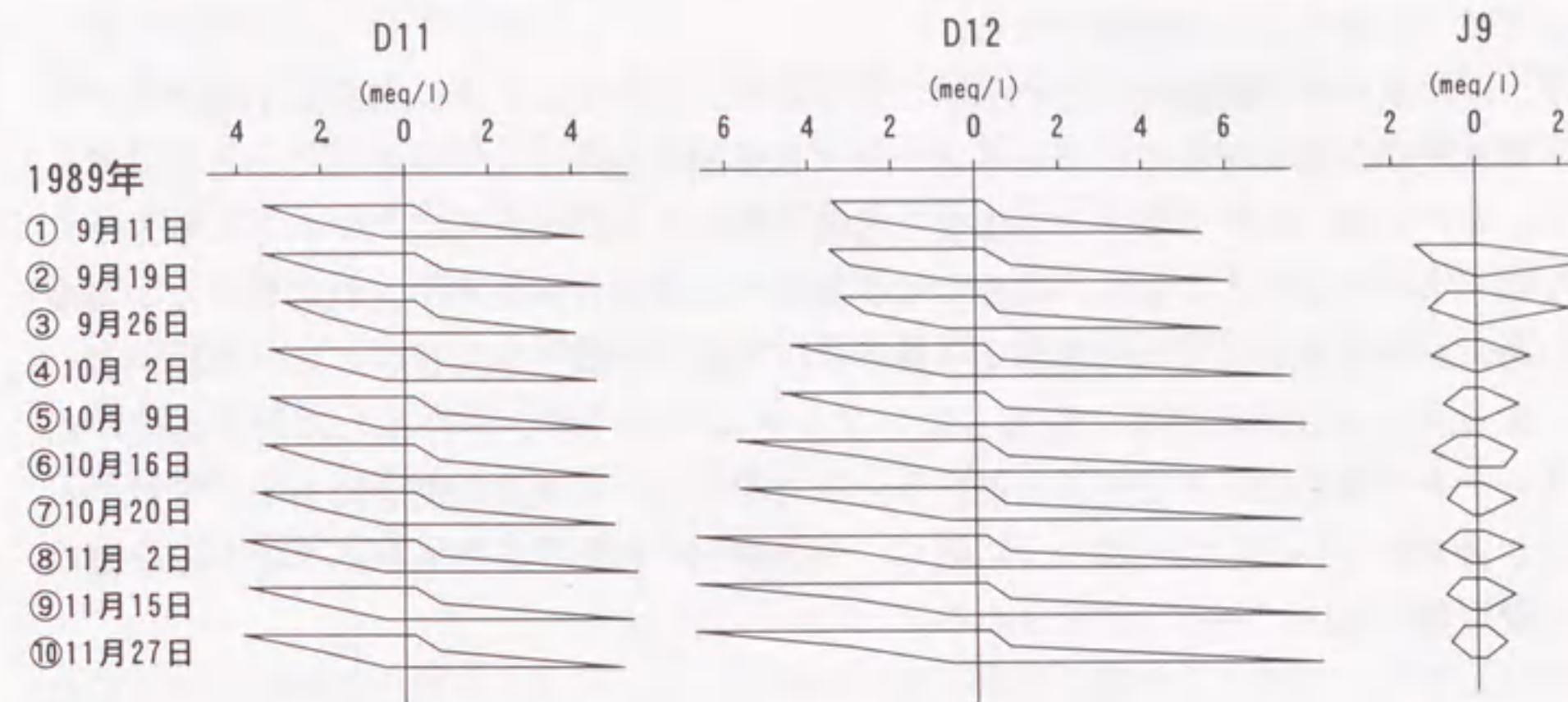
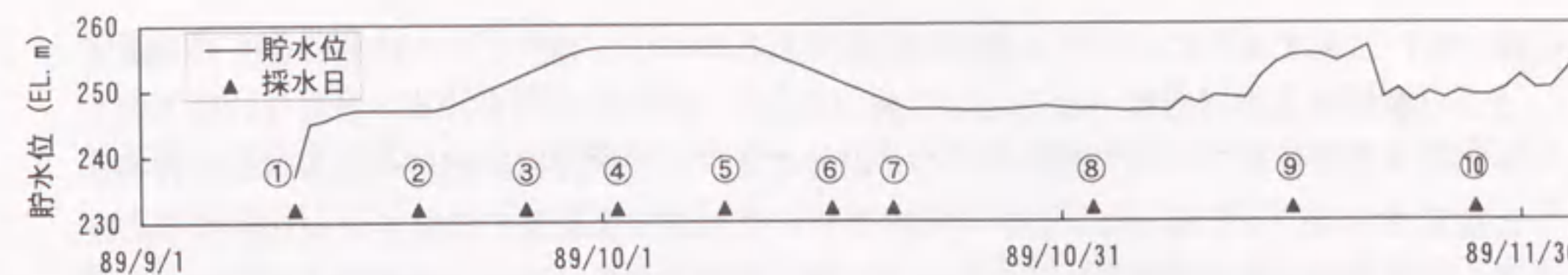
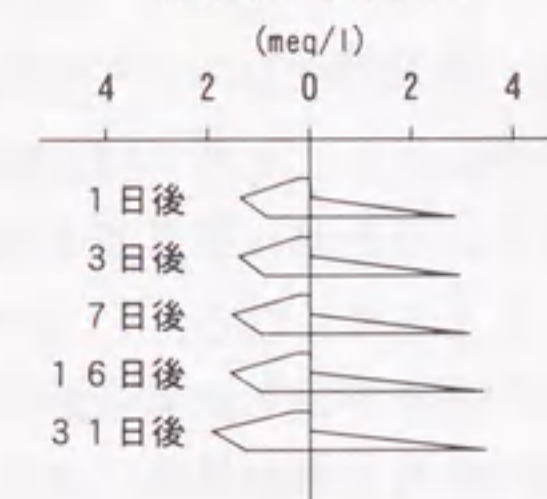


図-10.8(1) イオン濃度のヘキサダイアグラム



溶出実験結果



凡例

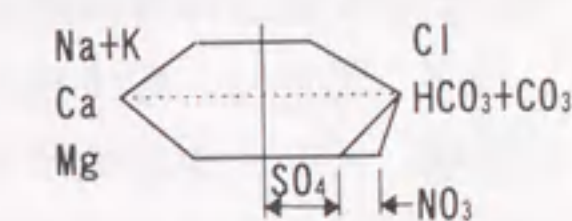


図-10.8(2) イオン濃度のヘキサダイアグラム

①図-10.7 に示すように、本ダム左岸の湧水である井戸1、井戸2からは数 mg/l の硝酸イオン（飲料水基準は硝酸イオンとして約 44mg/l）が検出されている。これらの湧水の上流側は水田になっていることから、この硝酸イオンの起源は窒素肥料や地表付近の有機物と推定される。したがって、D9～D13 についても地表水起源の硝酸イオンが岩盤中に浸透し、長期間岩盤中に滞留することにより還元されて硝酸イオン→亜硝酸イオン→アンモニウムイオンと変化した可能性がある。

②しかし、左岸地下水位観測孔の地下水におけるアンモニウムイオン濃度は 1mg/l 以下と低く、窒素肥料起源のアンモニウムイオンがダム基礎岩盤内にまで浸透しているとは考えにくい。また、表-10.3 の各イオン濃度の相関係数に示されるように、アンモニウムイオン濃度はナトリウムイオン濃度、硫酸イオン濃度との相関性が高く、これらのイオン濃度が高いのは、本地点の泥岩内に滞留する地下水の水質の特徴であるといえる。市原¹¹⁾は、岩石・鉱物中に人為的な汚染に起因しないアンモニウムイオンが存在し、その濃度が粘土・スレートで最も高いことを示している。したがって、本地点の泥岩にもアンモニウムイオンが含まれている可能性は十分にあり、今回検出されたアンモニウムイオンの起源はダム基礎岩盤の泥岩にあると推定される。

いずれにしても、このような還元環境下でしか存在しないイオンが検出されるということは、ダム基礎岩盤における地下水の流動速度が非常に遅いことを示している。

表-10.3 各イオン濃度の相関係数

	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	NH ₄ ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻
Na ⁺									
K ⁺	0.27								
Ca ²⁺	0.41	0.72							
Mg ²⁺	0.02	-0.16	0.38						
NH ₄ ⁺	0.97	0.28	0.40	-0.01					
Cl ⁻	0.61	0.17	0.14	-0.20	0.60				
SO ₄ ²⁻	0.90	0.33	0.64	0.34	0.87	0.31			
HCO ₃ ⁻	0.73	0.67	0.46	-0.37	0.72	0.72	0.53		
NO ₃ ⁻	-0.35	-0.18	-0.30	0.12	-0.32	-0.14	-0.36	-0.33	

(5) ラドン濃度の時間変化

ラドン濃度は、貯水池水の浸入による停滞水の押しだし、あるいは流動経路の変化によって変動し、その応答はイオン濃度よりは敏感である。したがって、ラドン濃度の変動が大きい地点は何かの形で漏水による影響を受けていると考えられる。

貯水位との関係が見いだされるものに井戸1のデータがある。図-10.7 に示すように、井戸1のラドン濃度は、第1回目の水位上昇に伴い増加しその後徐々に減少している。イオン濃度ではこのような現象は観察されていない。このラドン濃度の変化は、湛水による滞留地下水の押し出しを示すものであろう。

10.5 まとめ

以上の結果をまとめると以下ようになる。

- ①本調査期間中で湛水による影響が水質データに現れる地点は少なく、貯水池水の到達が示される地点はコンクリート打ち継ぎ目からの漏水である J6、J9 だけである。
- ② D9、D12 では、湛水により泥岩の中に滞留していた高濃度の硫酸イオンを含む地下水が徐々に押し出されている。
- ③本地点の地下水に含まれる高濃度の硫酸イオン濃度は、泥岩に含まれる黄鉄鉱が鉄硫黄酸化細菌により酸化されて生成されたものであり、泥岩地帯において地下水流動の変化を検知するにはこの高濃度の硫酸イオンに着目することが有効である。
- ④上記の硫酸イオン濃度の高い地下水中には数 mg/l のアンモニウムイオンが検出された。その起源はダム基礎岩盤の泥岩であると推定され、ダム基礎岩盤における地下水の流動速度が非常に遅いことが示唆される。
- ⑤左岸側の湧水である井戸1では、湛水による滞留地下水の押し出しに起因すると考えられるラドン濃度の増加が観察される。

参考文献

- 1) 佐川国隆：新水ヶ瀬ダムの基礎処理および試験湛水について、ダム日本、No.558、pp.73-96、1989。
- 2) 佐川国隆、向上拡美、塩崎功：新水ヶ瀬ダム初期湛水時における水質調査、応用地質学会研究発表会論文集、pp.185-188、1990。
- 3) 塩崎功、北村孝海、向上拡美：地下水の水質変化のメカニズムに関する研究（その1）岩石試料を用いた溶出実験結果について、間組研究年報、pp.145-153、1989。
- 4) 塩崎功、向上拡美、高木不折、松林字一郎、林好克：砂岩・粘板岩互層における赤石沢トンネル湧水の水質について、水工学論文集、第39巻、pp.317-324、1995。
- 5) 建設省土木研究所ダム部：ダムの安全管理、土木研究所資料、第1834号、p.21、1982。
- 6) 佐藤修：地すべり地における地下水水質調査（その2）—地すべり地地下水の水質形成過程—、地すべり技術、Vol.20、No.2、pp.18-28、1993。
- 7) 桜本勇治：海成泥質岩が酸性水を発生させる可能性について、地下水技術、第36巻、第4号、pp.29-33、1994。
- 8) 鶴巻道二：浅層地下水の硝酸態窒素、地下水学会誌、第34巻、第3号、pp.153-162、1992。
- 9) 田口雄作：窒素による地下水汚染と水文学の課題、ハイドロロジー、第25巻、第2号、pp.51-56、1995。
- 10) 今泉真之：第三紀泥岩地すべり斜面の浅層地下水の水質変化—新潟県板倉町の大池地すべりを例として—、応用地質、第37巻、第1号、pp.2-18、1996。
- 11) 市原優子：岩石のアンモニウムに関する最近の研究、地質学雑誌、第98巻、第9号、pp.885-899、1992。

第11章 ダム漏水調査のための水質調査

第4章から第10章まで、筆者がこれまでに直接関与したダム周辺の地下水調査、水質調査結果について述べた。上記の調査は、漏水を懸念するダム管理者および施工業者からの要請も一部あったが、その多くは研究的要素を多く含んだ調査であったため、測定項目、測定頻度等に関して過剰な調査を行っているケースもある。また、逆に筆者らの経験・知識不足に起因する計画の不備、あるいは時間的・経済的な制約により、本来把握できたであろう地下水流動に関する情報を見逃していた可能性もある。そこで、本章では、水質データを利用したダム周辺の地下水調査手法の実用化ならびに今後のダムの安全監視の高精度化や基礎処理計画の妥当性の検討に資するために、上記の7ダムにおける水質調査から得られる知見を整理し、ダム周辺の地下水流動を評価するための水質調査手順についてその考え方をまとめる。

11.1 ダムにおける水質調査

前章までに示したダム周辺の水質データを利用した地下水調査事例は、ダムの型式、規模、調査対象領域の広さ、調査対象期間、地質環境がそれぞれ異なっており、個々のダムの特殊性を考慮した調査方法が採られ、得られる成果も異なっている。したがって、本節ではまず前章までのダム周辺水質調査から得られた成果を整理する。

(1) 調査結果の整理

本研究で水質調査の対象としたダムを表-11.1に、それぞれの水質調査から判明した事項を表-11.2に示す。

表-11.1 水質調査の対象地点

名称	所在地	型式	目的	堤高 m	堤頂長 m	堤体積 (千m ³)	総貯水容 量(千m ³)	地質	調査項目
寺山ダム	栃木県	R	FNW	62.2	260	1,350	2,550	流紋岩 凝灰岩	²²² Rn、水質
川浦ダム	岐阜県	A	P	107.5	341.2	400	17,200	流紋岩主体	²²² Rn、 ³ H δD、δ ¹⁸ O、水質
川浦鞍部 ダム	岐阜県	G	P	40	95	26	17,200	流紋岩 砂岩、頁岩	²²² Rn、 ³ H δD、δ ¹⁸ O、水質
上大須ダム	岐阜県	R	P	98	294.5	3,150	14,500	砂岩、頁岩	²²² Rn、 ³ H δD、δ ¹⁸ O、水質
味噌川ダム	山梨県	R	FNWI	140	456.9	8,900	61,000	砂岩 粘板岩	²²² Rn、水質
大内ダム	福島県	R	P	102	340	4,459	18,500	凝灰岩	²²² Rn、水質
二庄内ダム	青森県	R	A	86	430.8	3,450	15,600	凝灰岩	²²² Rn、水質
新水ヶ瀨 ダム	山形県	G	P	34	372	116	1,936	泥岩	²²² Rn、水質

【型式】 A：重力式コンクリートダム、G：重力式コンクリートダム、R：ロックフィルダム

【使用目的】 F：洪水調節農防、N：不特定用水、河川維持用水、A：灌漑用水、W：上水道用水、

I：工業用水道用水、P：発電

【調査項目】 ²²²Rn：ラドン（天然地下水中に含まれる放射性同位体）、³H：トリチウム（水素の放射性同位体）

δD：重水素（水素の安定同位体）、δ¹⁸O：酸素-18（酸素の安定同位体）

水質：pH、電気伝導度、イオン濃度（Na⁺、K⁺、Ca²⁺、Mg²⁺、Cl⁻、SO₄²⁻、NO₃⁻、HCO₃⁻、SiO₂）、水温

表-11.2 ダム周辺水質調査結果

名称	所在地	湛水開始	調査期間	水質の特徴	判明事項
寺山ダム	栃木県	1984/11	1984/11 ～ 1987/2	炭酸カルシウム型の標準的な地下水。	多変量解析手法を使った水質データの整理方法を例示。初期湛水からの時間経過により水質が均一化。
川浦ダム	岐阜県	1993/9	1993/10 ～ 1995/10	炭酸カルシウム型の標準的な地下水。 監査廊湧水中のN O ₃ ⁻ が湛水に伴って変化。	監査廊湧水水質のヘキサダイアグラムおよび硝酸イオン濃度の時間変化から調整池水の流下時間を推定。 同位体データの多変量解析による整理により、イオン濃度から判断できない地点への調整池水の到達を判定。
川浦鞍部 ダム	岐阜県	1993/9	1993/10 ～ 1995/10	炭酸カルシウム型の標準的な地下水。	地下水位観測孔の水質のヘキサダイアグラムの時間変化から電気伝導度だけでは判定不可能な調整池水からの浸透経路を推定。
上大須ダム	岐阜県	1993/9	1993/10 ～ 1995/10	Ca ²⁺ 、SO ₄ ²⁻ が高い。	監査廊湧水水質のヘキサダイアグラムの時間変化から調整池水の流下時間を推定。 監査廊湧水水温と調整池水温の比較から、調整池水の流下時間を推定。
味噌川ダム	山梨県	1993/12	1993/12 ～ 1996/8	Ca ²⁺ 、Mg ²⁺ 、SO ₄ ²⁻ 、HCO ₃ ⁻ が高い。	イオン濃度が他のダムに比べて高い。湛水開始から約3年経過しても貯水池水の到達を示す水質データはない。透水係数の実測値を用いた浸透流解析による流下時間より遅い流動現象であることを確認。
大内ダム	福島県	1987/7	1987/7 ～ 1991/8	Na ⁺ が高い。 SO ₄ ²⁻ が高い。	長期的な水質と地下水位の変化を把握。 イオン濃度から貯水池水の到達時期を推定。 地下水位の変化から、目詰まり現象による透水性の変化を透水量係数の変化として把握。
二庄内ダム	青森県	1994/10	1995/1 ～ 1996/7	SO ₄ ²⁻ が高い。 NO ₃ ⁻ が高い。	NO ₃ ⁻ 濃度の低下量が他のイオンに比べて大きい。地下水の押し出しによりラドン濃度が増加。
新水ヶ瀨 ダム	山形県	1989/9	1989/9 ～ 1989/11	SO ₄ ²⁻ が高い。 NH ₄ ⁺ を検出。	SO ₄ ²⁻ 濃度が湛水により低下。 一般の地下水には含まれないNH ₄ ⁺ が検出された。

(2)水質調査から得られる情報

表-11.2 および前章までの成果から、ダム周辺地下水流動調査において各水質データがどのような情報を導き出すかについて、表-11.3 に整理した。

表-11.3 水質データから得られる情報

水質項目	得られる情報	本論での検証事例
pH	・グラウチングの影響の有無とその程度を示す指標となる。 ・滞留時間の長い地下水ではpHが高くなることもある。 ・地表付近では、泥岩等の堆積岩に多く含まれる黄鉄鉱の酸化によりpHが低下することがある。	第5、6章 第4、8章 第2、3章
電気伝導度	・高pHの地下水を除けばイオン濃度の総量と比例関係にある。 ・監査廊湧水のように初期に電気伝導度が高い地下水では、その低減量から平均的な貯水池水の流下時間を推定できる。	第5、6章 第5、6章
水温	・揚水式発電所のダムのように、貯水池内が混合される環境にある貯水池では、貯水池底部の水温は季節変化を示す。この水温変化と漏水の水温変化を比較することにより、貯水池水の浸透速度が計算できる。	第6章
Na ⁺ K ⁺ Ca ²⁺ Mg ²⁺ Cl ⁻ SO ₄ ²⁻ HCO ₃ ⁻ (7割り度)	・ヘキサダイアグラムで主要イオン濃度の場所的な変化と時間変化を観察することにより、貯水池水の混入、滞留地下水の押し出し現象を把握できる。 ・Cl ⁻ は、冬期の凍結防止材(CaCl ₂ 、MgCl ₂)等人為的な汚染物質の混入により増加する。 ・SO ₄ ²⁻ は、泥岩等の堆積岩に多く含まれる黄鉄鉱の酸化により濃度が増加する。	第5、6、8章 第5、7章 第2、3、8、9、10章
NO ₃ ⁻	・地表面近傍の地下水には数mg/lのNO ₃ ⁻ が含まれることが多い。ダム湛水時の監査廊内湧水のNO ₃ ⁻ 濃度の時間変化から、湛水による地山地下水の押し出しとその後の貯水池水の到達という連続的な流動現象を捉えることができる。 ・温泉地帯に位置する地下水には高濃度のNO ₃ ⁻ が含まれることがある。	第5章 第9章
NH ₄ ⁺	・通常の地下水にはほとんど含まれない。 ・泥岩地帯で数mg/lのNH ₄ ⁺ が検出され、その起源は人為的なものではなく、泥岩からの溶出と推定される。	第10章
SiO ₂	・地下水の流動過程では濃度が変化しにくく、ダム湛水による濃度変化はほとんどない。	第2、5、6章
²²² Rn	・湛水による地下水の押し出し現象をイオン濃度よりは敏感に捉える。 ・地下水の流速が一定速度より遅ければ平衡に達するために、流速が変化しても濃度は変化しない。	第4、7、9章 第2、7、8、9章
³ H	・地下水中のトリチウム濃度が降水中トリチウム濃度の変動範囲より低い場合は、貯水池水がまだその地点にまで達していないということを示す確実な証拠となる。ただし、ダム周辺の地下水でそのような低いトリチウム濃度を検出した事例はない。	第5章
δD δ ¹⁸ O	・ダム近傍の地下水の流動変化を捉える項目としてではなく、数100m~数km規模の広域の地下水流動の変化を知るための調査項目である。下流湧水と貯水池水のイオン濃度が類似している場合、これらの同位体を指標にして貯水池水の到達を判定できることもある。	第5章

11.2 本研究で適用した地下水流動調査手法

本節では、本研究で適用した手法および新規に提案した地下水流動調査手法について、その概要を以下に取りまとめる。

(1)漏水調査における水質データの表示方法

イオン濃度の表示方法としては、本研究で多用した図-11.1に示すヘキサダイアグラム(国際的に通用する用語はシュティブダイアグラム(Stiff diagram)である)、図-11.2に示すトリリニアダイアグラム(trilinear diagram)、トリリニアダイアグラムの菱形座標図だけを取り出したキーダイアグラムが用いられる。

本研究では意図的にトリリニアダイアグラム、キーダイアグラムを使用しなかった。これは、トリリニアダイアグラム、キーダイアグラムは、主要イオン濃度の相対的な関係を示すのに便利であるが、濃度の絶対量が表現されないため、ダム漏水調査のように貯水池水の



図-11.1 ヘキサダイアグラム

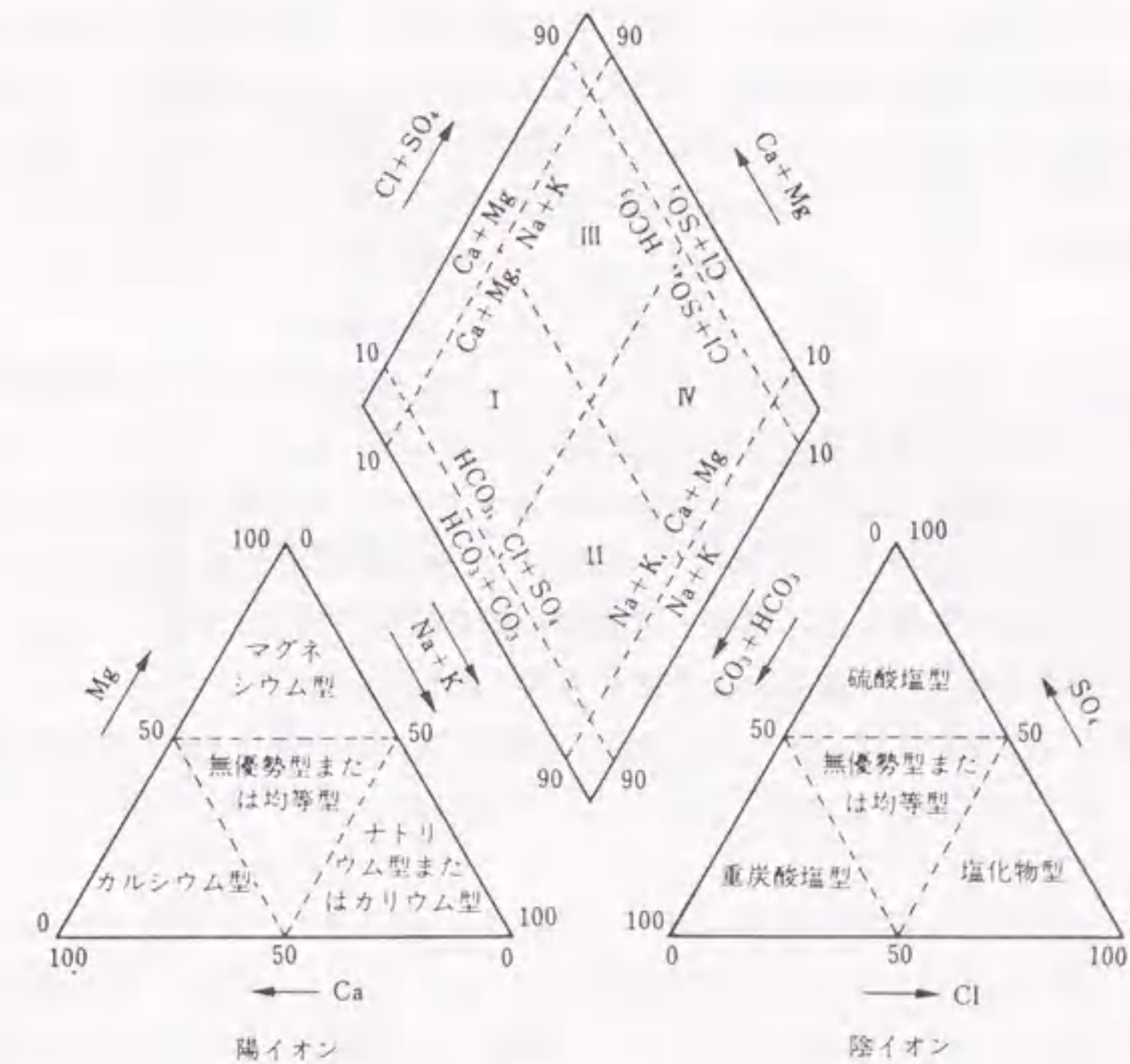


図-11.2 トリリニアダイアグラム²⁾

(I:炭酸カルシウム型、II:炭酸ナトリウム型、III:非炭酸カルシウム型、IV:非炭酸ナトリウム型)

侵入によりイオン濃度が低下する現象を捉えるには不適切であると考えたからである。また、この表示方法は、データ数が多くなると非常に煩雑になってわかりにくという欠点を持っている。これに対し、ヘキサダイアグラムはイオン濃度の相対的な濃度差だけでなくその濃度の絶対量も表現でき、またデータ数の増加にも対応しやすいので、漏水調査におけるイオン濃度の表示方法として最も適している。

(2) 多変量解析手法による水質データの評価手法

水質データを評価するための統計的な手法としては、複数の試料間でイオン濃度組成の類似性を比較する濃度比マッチング法²⁾、第4章、第5章で適用した主成分分析、クラスター分析を利用する方法がある。

濃度比マッチング法は、イオン濃度間の相関性を比較する方法であるため、濃度比が変化しない濃度の絶対値が全体に変化した場合でも同じ水質と判定される。したがって、ダム漏水調査のように濃度の絶対量の変化が重要な意味を持つ場合、この方法は適さない。

主成分分析では、解析に用いる水質項目の選択が結果の評価、解釈に大きく影響する。通常、主要イオンである、 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- を対象にすることが多いが、近年の地下水では数 mg/l の NO_3^- が含まれることが多く、 NO_3^- も解析の対象にすべきであろう。 SiO_2 については、その濃度差が地下水の流動変化を反映しにくく、 NH_4^+ 、 NO_3^- 、 F^- は特定の地下水に含まれていることが多いので、主成分分析の対象にするか否かは他のイオンを含めて総合的に判断しなければならない。主成分分析では、それぞれのイオン濃度を平均値ゼロ、標準偏差1になるように標準化して解析する方法が一般的であり、濃度の低い特殊なイオンであっても他の主要イオンと同じように解析結果を左右する。したがって、どのデータを選択するかを決めるために、データの組み合わせを変えて試算を行うことも必要である。

近年、コンピュータのハードウェアとソフトウェアの進歩は著しく、多変量解析手法を利用して、水質データを評価することは非常に簡単になった。しかし、第5章でも述べたように、水質データを評価する際には、まず第一にデータそのものが持つ意味を十分に理解した上でその解釈を行うべきであり、やみくもに統計的な手法を適用することは慎むべきである。データの項目や数が多すぎてその整理・理解が困難な場合、生データだけではその差異を判定することが困難な場合に、統計的な手法を適用すればよい。

なお、本論における主成分分析、クラスター分析では、StatSoft, Inc. の STATISTICA を使用した。

(3) イオン濃度による貯水池水到達時期の検出方法

川浦ダム、漏上大須ダム漏水のイオン濃度をヘキサダイアグラムで表示したものをそれぞれ、図11-3、図11-4に示す。

図11-3に示す、B7の水質の変化を見ると、湛水初期は重炭酸イオンより硫酸イオン濃度が高かったが、湛水開始後は硫酸イオン濃度が減少するとともに、重炭酸イオン濃度が増加して調整池水と同じ炭酸カルシウム型の水質に変化している。これは、調整池水の到達によるものであり、このような相対的なイオン濃度の変化は、ヘキサダイアグラムの時間変化を観察することにより検出可能となる。電気伝導度ではこのような相対的なイオン濃度の変化は検出できない。

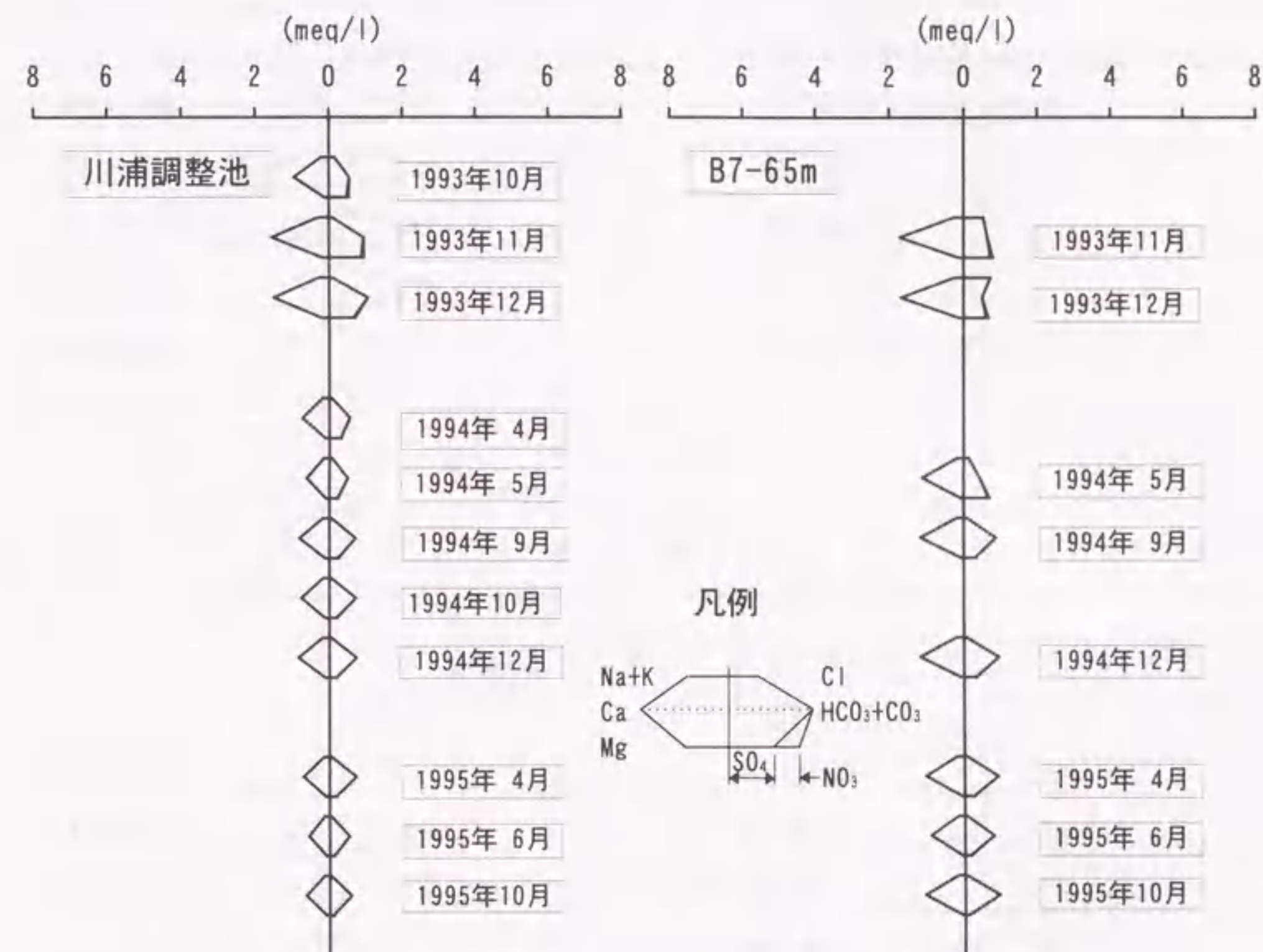


図-11.3 イオン濃度のヘキサダイアグラム (川浦ダム)

図-11.4に示す上大須ダムのR-483のように、イオン濃度が急減する場合は、その時点で貯水池水が到達したと判定できる。しかし、河床湖堤のようにイオン濃度が徐々に減ったり、R-470のように湛水により岩盤内に滞留していたイオン濃度の高い地下水が押し出された後に濃度が低下するという変化を示すことも多い。このような場合、平均的な貯水池水の到達時期や流下時間を知るために、第5章において以下のような方法を適用した。

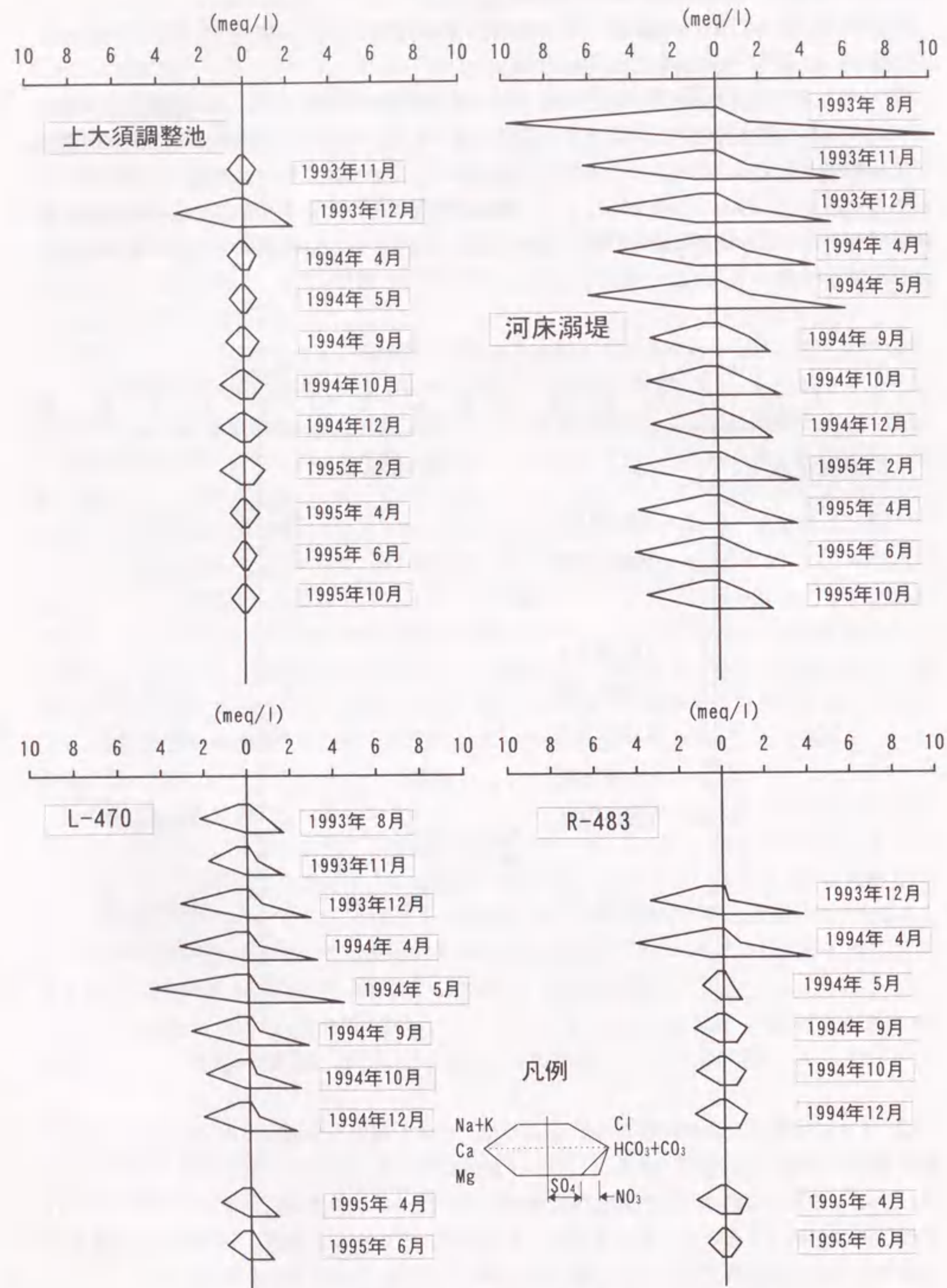


図-11.4 イオン濃度のヘキサダイアグラム (上大須ダム)

まず、それぞれの観測地点のイオン濃度を、 $T_i = [\text{陽イオン当量和} + \text{陰イオン当量和}] / 2$ (単位: meq/l) に換算する。次に、湛水前の地山地下水のイオン濃度を、測定されたデータのうち最も高濃度の値と仮定し、調整池水のイオン濃度の平均値を求め、イオン濃度の最大値が 1、調整池の濃度が 0 となるように基準化する。この結果、基準化したイオン濃度の時間変化が求められる。貯水位が採水地点の標高より高くなった時期を起点とし、基準化したイオン濃度が 0.5 となったときを貯水池水の到達とみなすことにより、平均的な貯水池水の流下時間が求められる。

(4) 水温変動と熱伝導解析による貯水池水の流下時間推定手法

イオン濃度を利用した貯水池水の到達時期の判定手法以外に、第 6 章で貯水池水の水温と漏水の水温の変動を利用した調査手法を示した。以下にその概要を記す。

漏水の供給源の水の温度が正弦関数で近似できる場合、その供給源からの距離 x の地点における任意の時間 t の水温 T は次式で示される (記号については第 6 章参照)。

$$T = T_A + \Delta T_0 e^{-ax} \sin\left(\frac{2\pi t}{\tau} - bx\right) \quad (11.1)$$

ここで、

$$a = \sqrt{M^2 + \frac{N^4}{4} + \frac{N^2}{2}} - N \quad (11.2)$$

$$b = \sqrt{M^2 + \frac{N^4}{4} - \frac{N^2}{2}} \quad (11.3)$$

$$M = \frac{\pi c \rho}{k \tau} \quad (11.4)$$

$$N = \frac{vc_0 \rho_0}{2k} \quad (11.5)$$

漏水の供給源である貯水池水水温の実測値が得られていれば、式(11.1)に貯水池からの流速、流下距離、有効間隙率、熱拡散率等のデータを入力して、下流漏水の水温の時間変化が計算できる。流速、熱拡散の値を変化させ、漏水水温の計算値が実測値に最も適合するときの流速を試行錯誤的に求め、流下距離、有効間隙率から貯水池水の流下時間を計算する。

上大須ダムにおける計算では、イオン濃度の時間変化から求めた流下時間と水温の時間変化から求めた流下時間とはほぼ一致した。この方法は、測定が最も簡単な水温データを利用するものであり、貯水池水温が季節変化を有するダムにおける漏水の評価手法として、今後広く活用できるといえる。

(5) 地下水位変動から透水性の変化量を求める方法

第8章の大内ダム下流地下水位のデータは、長期的な低下傾向を示している。これは、貯水池水に含まれる細粒分によって岩盤の亀裂が経年的に目詰まりしていることによると考えられる。この透水性の低下量を定量的に表現する方法として、以下の方法を提案した。

貯水池から下流に至るゾーンを地下水位観測用のボーリング孔を境界として、図-11.5に示す

3つに分割した時、ある時刻における単位幅あたりの流量は次式で示される。

$$Q = T_1(H_1/X_1) = T_2(H_2/X_2) = T_3(H_3/X_3) \quad (11.2)$$

式(11.2)に定常状態におけるボーリング孔内の水位低下量とボーリング孔間の距離を代入することにより、ゾーンIIあるいはゾーンIIIの透水量係数を基準にしたゾーンIの透水量係数の比 (T_1/T_2 , T_1/T_3) が求められる。基準にするゾーンIIあるいはゾーンIIIの透水量係数が時間的に変化しなければ、 T_1/T_2 , T_1/T_3 の時間的な変化は、ゾーンIの透水量係数の時間変化をあらわす。

大内ダムでは、下流側のゾーンIIあるいはゾーンIIIを基準にしたとき、上流側のゾーンIの透水量係数が年毎に減少していることが示された。この方法は、地下水の流下方向に複数の地下水位観測孔が設置されているダムにおいて、目詰まりや止水工による透水性の変化を定量的に把握する方法として広く活用できよう。

11.3 水質調査指針

ダム周辺地下水調査において本研究で示した水質データの活用を図るためには、より具体的な調査手順を示すことが必要である。そこで、本研究で得られた成果を基に、ダムの安全管理および基礎岩盤の透水性の把握を目的とした地下水流動調査において、水質調査を併用する上で必要となる調査指針を以下に提案する。

(1) 水質調査の対象地点

(a) 漏水量測定施設

まず、第1に水質調査の対象となるのは、当然ダムの「漏水」である。通常、ダム下流側には漏水量を観測するための施設が設置されており、三角堰を用いた流量測定、温度や濁度の測定が実施されている。10年以上前に設計されたロックフィルダムでは、下流側1

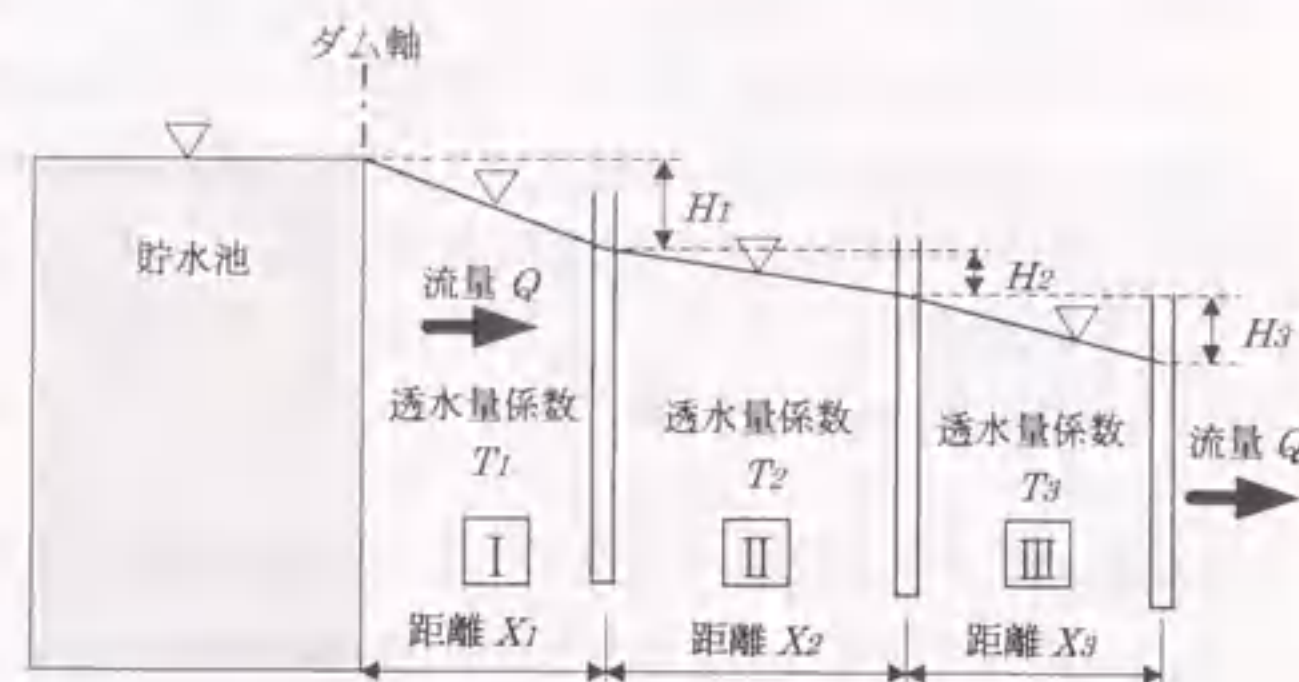


図-11.5 貯水池下流の水位低下量と透水量係数との関係

箇所だけで集水する形式もあり、この場合、異常漏水量が生じたとしても、その範囲を特定することが不可能に近い。しかし、最近建設されているロックフィルダムでは集水範囲を数箇所に分けたり、特定の断層を対象にした集水堰を設置し、どの領域を通過した漏水が増加したかが判定できるようになっている。例えば、第6章の上大須ダム、第7章の味噌川ダム、第8章の大内ダム、第9章の二庄内ダムがその例である。漏水量は一般に漏水測定室あるいは監査廊内に導かれており、採水条件としては最良の環境にある。したがって、採水も容易であると同時に水質調査において最も重要視すべき地点であることはいうまでもない。

(b) 揚圧力計

コンクリートダム、アーチダムでは、ロックフィルダムのように下流側に漏水を集水するための堰が設置されることはなく、監査廊内に設けられた揚圧力計（水量・水圧計とも呼ばれ、カーテングラウチングラインより下流側に掘削されたボーリング孔内の圧力と湧水量を測定する）からの湧水量が左岸、右岸別に集水されていることが多い。左右岸で集水された湧水も漏水と見なされるが、数ヶ所のボーリング孔からの湧水が混合したものであり、水質調査の対象としては不適である。水質調査では、個々の揚圧力計からの湧水を対象にする。第5章の川浦ダム・川浦鞍部ダム、第10章の新水ヶ瀬ダムにおいてその調査事例を示した。揚圧力計湧水の水質変化を観察することにより、貯水池水の流下時間が推定でき、水量、水圧データだけでは判別できない実際の水の流動状態を捉えることが可能になる。

設置されている揚圧力計の数は、ダムの規模にもよるが十数箇所以上と多く、水質調査では揚圧力、湧水量、水質のデータから対象地点を絞り込むことも必要となる。ただし、湛水初期には、河床部の揚圧力計だけから湧水し、徐々に高標高部の揚圧力計からも水が流出し始める。したがって、湛水初期には多めの箇所から採水し、得られる水質データから同じ水系に属すると判断できた場合には、代表的な揚圧力計で採水を継続することが効率的である。新水ヶ瀬ダム、川浦ダムのデータを見ても特定の湧水の水質が急激に変化することは少ないが、万一そのような事態が発生した場合は、その水質から貯水池からの浸透水の到達によるものかあるいは岩盤中に滞留していた地下水が押し出されることによる変化なのかを判断する。

ロックフィルダムでも、揚圧力計と同じように監査廊内から掘削されたボーリング孔による水圧、湧水量の測定が可能である。しかし、ロックフィルダムではパイピングの発生を防止するために通常はバルブを閉じた状態で水圧のみが測定されている。したがって、水質調査のための採水ができないことも多いが、試験湛水時にはバルブを解放して湧水量を測定することもあり、そのような機会を見つけて採水するようにする。この場合、ボーリング孔からの湧水量の水質が安定した時点で採水しなければならない。

(c) 地下水位観測孔

上記の漏水観測施設や揚圧力計湧水は、室内で採水でき、流水状態での採水であるために水温や電気伝導度等の現地測定も容易である。しかし、これらの漏水、湧水はダム基礎岩盤表層付近を通過する浸透水であり、ダム左右岸を迂回する漏水を検知するには、地質・地形データを参考にしてダム下流地山内にボーリング孔を設置し、その水位や水質を監視しなければならない。

ボーリング孔は通常地下水位観測を主目的として設置されるため、孔内に水圧式水位計が挿入されている。水質調査の際には、その水圧計を一時的にボーリング孔外に取り出し、ペーラ等の採水装置を用いて採水する。採水に先立ち、ボーリング孔内の鉛直方向の水温分布や電気伝導度の分布を測定し、深度方向に水質の差がなければ原則として地下水位からボーリング孔底までのほぼ中間位置で採水する。深度方向での水質変化が認められる場合は複数の採水深度を設定する。

ボーリング孔からの採水は屋外での作業となる。ダム現場では険しい斜面等に設置されたボーリング孔も多く、十分な注意を払って安全に採水作業を行うべきである。ボーリング孔からの採水では採取できる水量も限られ、現地で測定する水温、電気伝導度、pHの値は不正確になりがちである。しかし、水温、pH等は現地で測定した値が不可欠であり、またサンプル間違い等の基本的なミスを回避する上でも可能な限りこの現地測定を省略すべきではない。

(d) 下流湧水箇所

ダム湛水前に下流地山に湧水箇所がある場合は事前にその水質を測定しておく必要がある。湛水後に下流側で新たに湧水が発生すれば、当然その湧水を調査の対象とする。

地山からの湧水は、地表面近傍を流下する滞留時間の短い地下水であるために、その水質は貯水池水と類似していることが多い。この場合、主要イオンだけでは貯水池水の到達を判定することが困難である。

(e) 上流側流入河川水、貯水池水

ダム湛水前は仮排水路に流入する河川水を、湛水後は貯水池水を採水して、ダム上流側の水質を把握する。湛水直後は水量が少ないために、ダム施工時の残留物による影響等で貯水池水のイオン濃度が高くなることもあるが、貯水量が多くなると水質の時間変化は小さくなる。そのため、採水間隔を他の採水地点より長くすることも可能である。

(f) 雨水

雨水の採水は通常必要ない。酸素-18、重水素の同位体を利用し、数 km 以上の広域の地下水流動調査を行う場合は、対象地域の高度効果や季節変化を知るために1月毎の降水を採取することもある。

(2) 水質調査の頻度

採水間隔をどのようにすれば良いかについては確定した基準はない。近年建設されたダムでは、自動計測装置により1時間から数時間間隔で漏水量、地下水位、間隙水圧等の測定を行っている。ただし、記録として保存されるのは1日1回程度の定時観測値であることが多い。ロックフィルダムでは、急激な降雨によって漏水量が急増することもある。このような場合、降雨を含めた観測値の時系列変化を観察することにより、降雨による影響であることが確認できる。したがって、研究目的以外では1時間毎のデータを長期に観察する必要はない。

漏水量、間隙水圧、地下水位等の量的なデータは水圧伝播によって変化するため、ダム湛水時に生じる圧力伝播を含めた速い浸透現象を捉えるのに適している。一方、水質データは、

あくまでも貯水池水が実際に到達しているか否かを判定するための指標であるため、当然量的なデータよりは調査間隔は長くしてもよい。

しかし、余りにその調査間隔を長くすると、本来検出しなければならない貯水池水の到達時期を見逃すことになる。1つの方法としては、第6章上大須ダム、第7章味噌川ダムで示したようなダム湛水計画に則った非定常浸透流解析を実施し、各貯水位段階での貯水池水の流下時間を事前に予測しておく方法がある。得られた流下時間より短い間隔で採水すれば、所定の透水性（遮水性）が確保されている状態での貯水池水の到達が検出できることになる。しかし、本来検出したいのは、所定の透水性（遮水性）が確保されていない場合に生じる変化であるため、上記で決めた採水間隔よりは短い時間間隔にせざるを得ない。

仮に、浸透流解析を行わなくても、第5章川浦ダムにおいて、流下時間から概略の透水係数を計算したような単純な計算式を用いても貯水池水の流下時間は推定できる。有効間隙率、透水係数、浸透経路の連続性等の不確実性を考えれば、厳密な数値解析を行うことの利点は少なく、簡易な計算式から流下時間の目安を得て、採水間隔を決めることの方が実用的である。

また、厳密な非定常計算を行った第6章の上大須ダム、第7章の味噌川ダムの成果を利用することもできる。表-11.4は、上大須ダムにおいて満水位までに要する時間を実測の1/10、1/5、1/2、2倍、5倍、10倍に変化させて計算した調整池からの流下時間である（第6章の図-6.16参照）。これより、地表面に近い短い流路ほど、湛水速度による流下時間への影響は大きいことがわかる。しかし、最も湛水速度による影響を大きく受けるP1でも、満水位までに要する時間が実測の1/10と速くなったときの流下時間の変化は約35%であり、満水位までに要する時間が実測の10倍と遅くなった場合でも流下時間は約2倍程度に長くなるだけである。したがって、湛水速度が変化しても貯水池水の流下時間がそれに比例して変化するわけではなく、本論で取り扱った規模のダムにおける流下時間は、最短でも1ヶ月程度であることがわかる。これより、湛水初期は2週間～1ヶ月間隔、湛水が進むにつれて、徐々に間隔を長くするという過去の調査事例でも踏襲されている採水間隔の目安がほぼ妥当なものであると考えられる。

表-11.4 上大須ダムにおける流下時間（単位：month）

満水位までに要する時間	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7
実測の1/10	1.1	3.9	5.0	8.8	12.2	18.5	30.9
実測の1/5	1.2	4.0	5.1	9.0	12.4	18.4	30.4
実測の1/2	1.5	4.3	5.4	9.4	12.7	18.6	30.4
実測値	1.7	4.9	6.0	9.9	13.2	19.6	31.5
実測の2倍	1.7	5.7	6.9	11.0	14.2	20.6	32.6
実測の5倍	2.3	6.9	8.6	13.6	17.6	24.2	35.6
実測の10倍	3.3	8.2	10.2	16.2	21.0	28.9	42.7

(3) 水質調査の開始時期

水質調査は、ダム湛水による水質の変化を捉えることが目的であり、湛水前の水質データを取得しておくことが望ましい。一般に、地下水の水質は季節的に変化しないといわれているが、その有無を確認するために湛水前に漏水観測施設、周辺沢水、地下水位観測孔、湧水地点を対象にして2~3回の調査を実施したい。しかし、漏水経路の判断に重要となる地下水位観測孔は、試験湛水の直前に設置されることが多く、その場合は湛水前に地山地下水の水質データを取得することができない。

ただし、湛水が開始されたとしても、貯水位が低ければその影響がすぐに下流に及ぶことは稀である。湛水を開始してから採水を始めても、湛水初期に発生する異常漏水は検知できないが、数ヶ月オーダーでの貯水池水の流動を追跡することは可能である。

(4) 優先的に調査すべき水質項目

ダム湛水時の漏水経路の把握、ダム基礎岩盤透水性の把握を目的とした水質調査において、種々多くある水質項目から何を選択するかにより、得られる成果、採水費用、分析費用が大きく異なる。したがって、その場でデータが得られるか否か、分析を外部に依頼した場合の分析時間と分析費用、そのデータから示される情報の信頼性等を考慮して水質調査の項目を選定しなければならない。また、得られた測定データを用いて現場で迅速にダムの異常を判定することが優先される場合と、分析費用、分析時間は二の次にして調査結果の精度を優先する場合とでは選択すべき調査項目は異なる。本論では、取り扱う現象がダム漏水という緊急性を要する問題であることから「測定の迅速性」を、さらに水質調査をより多くの現場に適用するという観点から「測定の簡便性」を優先することとし、選択すべき調査項目を、レベルⅠ、レベルⅡ、レベルⅢの順に以下に示す。

(a) レベルⅠ：電気伝導度と水温

まず、第1に選択すべき項目として、携帯式のセンサーで簡単・迅速に測定でき、再現性も高い電気伝導度と水温を挙げる。

電気伝導度はイオン濃度の総量を示す指標であり、第5章で示したように $\text{pH} < 11$ のサンプルではほぼイオン濃度の総量と比例関係にある。したがって、電気伝導度の時間変化を追跡すれば、第5章、第6章で基準化した総イオン濃度から求めたように貯水池水の平均的な流下時間が推定できる。

水温は、熱容量の小さな専用のセンサーを使えば、電気伝導度と同様に簡単かつ高精度の測定が可能である。水温は外的な影響で変化しやすいために評価が困難なことも多いが、第6章で示したように水温の周期変動を利用することにより地下水の流速を定量的に評価することが可能になる。また、貯水内底部の水温が季節的に変化しない環境では、水温の絶対値から貯水池からの浸透水かあるいはダム周辺地山からの浸透水かを判定できることもある。

(b) レベルⅡ：硝酸イオン濃度

イオン電極を用いれば、硝酸イオン濃度を現地で測定することが可能である。ダム基礎岩盤表層付近の地下水に数 mg/l 程度の硝酸イオンが含まれていること、さらに硝酸イオンが現地測定可能なことを前提にしてレベルⅡに位置づける。共存イオン濃度が高い場合や硝酸イ

オンの濃度レベルが低い場合は、実験室に持ち帰って分析することが必要になり、この場合は主要イオンと同じ優先順位であるレベルⅢとなる。また、ダム基礎岩盤表層付近の地下水中の硝酸イオン濃度が低い場合は、当然のことながら硝酸イオンを指標にすることはできない。

近年、地表面近傍の地下水には数 mg/l 程度の硝酸イオンが含まれることが多く、地表水の侵入を検知する天然のトレーサとなることが期待できる。第5章では、ダム湛水時の監査廊内湧水の硝酸イオン濃度の時間変化から、電気伝導度からは判別不可能な湛水による地山地下水の押し出しとその後の貯水池水の到達という連続的な流動現象が捉えられている。また、第6章の上大須ダムでも貯水池水の侵入による硝酸イオン濃度の低下量は電気伝導度よりも大きく、また、第9章の二庄内ダムでも同様な結果が得られている。

(c) レベルⅢ：主要イオン濃度

地下水中の主要イオン濃度をヘキサダイアグラムで表現し、その時間変化を追跡する方法は、本研究でも多くの事例を報告した。

最近のイオンクロマトグラフをはじめとする分析機器の発達により、レベルⅡに示した硝酸イオンを含む主要イオン濃度 (HCO_3^- を除く) を同時に分析することが可能になっており、分析に要する時間と費用が大幅に低減している。主要イオン濃度すべてを分析することにより、陽イオンと陰イオンの電気的中性条件を用いたデータのチェックが可能になり、分析結果の精度を確保することも容易である。

ヘキサダイアグラムを使用すれば、個々のイオン濃度の変化を視覚的にもわかりやすく示すことが可能であり、電気伝導度では判定できない各イオン間の相対的な濃度変化を捉えることもできる。

(d) その他：pH、同位体

pHは、グラウチングの影響がどの程度残っているかを知る指標となる。しかし、他の指標によって貯水池水の到達が明らかになっても、pHは変化しないことが多く(第5章、第6章、第8章に示すpHの時間変化を参照)、貯水池水を追跡する指標としては不適である。

ラドンは、第7章、第9章の測定結果に示されるように、イオン濃度では検出できない地下水流動の変化を敏感に捉えることも多く、上記のレベルⅢに位置づけてもよい。しかし、採水した後に揮発防止と濃縮のための抽出作業が必要であることを鑑み、あえて上記のレベルⅠ~Ⅲには採用していない。湛水初期に数日~数10日単位の速い流動現象が発生する可能性があるときは、湛水開始直後から満水位までは1~2週間程度の間隔でラドン濃度の調査を行うことが有効である。

(5) 水質データによる異常検出の方法

ダム堤体および基礎岩盤の「異常」とは、状態をそのまま放置しておくと、将来多大な漏水量が生じてダムの正常な機能の維持が損なわれる可能性がありうる場合、またはパイピングや多大な変形量を生じ、ダムの構造的な安定性が損なわれる可能性がありうる場合をいい、現時点においてすでにそのような重大な機能、または構造上の問題が生じている状態をいうものではないとされている⁴⁾。この定義は、若干抽象的であり、実際に異常を判定する場合

に何を基準にすべきか迷うところである。したがって、ここでは、ダム建設時に設定された透水係数等の設計値から想定される浸透現象より、速い浸透現象が発生する場合を異常と定義する。

ダム湛水時の浸透現象を把握するための計測データとしては、従来からダムの安全監視のための指標として用いられている漏水量、間隙水圧、地下水位が挙げられる。本研究で論じた水質データは、これらの計測データに取って代わるものではない。あくまでもこれらの計測データを補間し、量的なデータからは判別できない浸透現象を検出するための指標として活用すべきである。例えば、第5章の川浦鞍部ダム左岸地下水観測孔のデータで示したように、地下水位のデータは、実際の水の流動がない場合でも敏感に貯水位と連動しながら変化することもある。ダム下流に設置された集水堰で集水される漏水や監査廊内湧水のように、流量測定が可能であれば、設計値を用いた浸透流解析結果や同一条件の他ダムの事例と比較することにより、ダム周辺岩盤の透水性を評価することが可能である。しかし、地下水位観測孔を横切って流下する流量を測定することは、流向・流速計等の特殊な計測装置を用いなければ不可能である。一般のダム現場に設置されている地下水位観測孔の孔径は小さく、現状の流向・流速計の挿入は不可能であり、計測時間、計測費用の点からもその適用は難しい。このような場合、水質データを利用する方法以外には地下水の流動を捉える方法はないといえよう。

水質データの変化から得られる流速は実流速であり、浸透流解析から得られる流速はダルシー流速である。したがって、浸透現象の異常を判定するには、実際に地下水が流通する地盤の間隙である有効間隙率が必要となる。有効間隙率の分布幅は大きく、構成鉱物、成因、生成時期、生成後の変化などによって異なるので、所定の方法による室内試験⁵⁾、基礎岩盤の透水性、風化の程度を参考にして設定する。

現地において、リアルタイムで貯水池水の到達時期を判定するには、ダム下流で採水された漏水や地下水の電気伝導度等の時間変化を利用する。電気伝導度は、その値が貯水池水と同じレベルに急減した場合は貯水池水が到達したと判定できる。しかし、貯水池からの浸透水は、多くの場合流路長の異なる複数の亀裂内を混合しながら下流側に流下するため、電気伝導度が急減することはほとんどなく、漸減傾向を示すことが多い(第5章、第6章、第8章参照)。また、湛水により岩盤内に滞留していた電気伝導度の高い地下水が押し出された後に電気伝導度の低い貯水池水が到達するという現象が観察されることもある(第6章、第8章参照)。平均的な貯水池水の到達時期を知るには、第5章、第6章で基準化したイオン濃度の総量の時間変化を利用したように、それぞれの観測地点における電気伝導度の最大値が1、調整池水電気伝導度の平均値が0となるように基準化し、その値が0.5となるまでの時間を求めればよい。

硝酸イオン濃度を指標にする場合は、第6章の上大須ダムのように濃度が単純に低下する場合と、第5章の川浦ダムのように濃度が低下した後に再び増加する場合とがあるので、貯水池水の到達時期の判定を行う際には注意が必要である。

ダム湛水時の浸透現象の異常を判定するには、①事前に地盤の有効間隙率を設定し、浸透流解析結果等を参考にして各観測地点への概略の流下時間を求めておき、水質指標から判定

された貯水池水の流下時間と比較する方法、②第5章で示したように、水質指標から判定された貯水池水の流下時間と想定された有効間隙率から透水係数を逆算し、透水係数の設計値と比較する方法がある。これらの方法は、ばらつきが大きいとされる有効間隙率の値をパラメータに含んでいることを念頭に置いた上で、他の計測データや地質データと併せて得られた結果を評価することが必要である。

参考文献

- 1) 建設省河川局監修：地下水調査および観測指針(案)、山海堂、pp.211-214、1993.
- 2) 中島重旗、加納正道、小島義博、金子好雄：水環境工学の基礎、p.131、1994.
- 3) 例えば、斉藤正明、谷崎良之：濃度比マッチング法による地下水成分変化の予測、日本化学会誌、No.8、pp.1419-1421、1982.
- 4) 建設省土木研究所ダム部：ダムの安全管理、土木研究所資料、第1834号、1982.
- 5) 地盤工学会編：岩の調査と試験、pp.385-387、1989.

第12章 結論

本研究は、従来ダム現場において取り扱われることの少なかった種々の水質データを利用した地下水流動調査手法を複数のダムに適用し、それらの成果を取りまとめたものである。

まず、第1章では、現状のダムにおける安全監視のための計測項目とそのデータの評価方法、ならびに地下水の水質データがどのような分野において活用されているかについて整理し、天然地下水中に含まれるイオンや同位体を利用すれば、ダム周辺地下水の流動を直接的に捉えることが可能であることを示した。

第2章では、地下水の流動状況を把握することを目的とした水質調査で採用されることの多い、以下の水質項目の起源について主に文献・資料を用いて整理し、さらに、地下水が地層中を流動する過程で水質がどのように変化するかについても取りまとめた。

①現地測定可能な調査項目：

pH、電気伝導度、水温、酸化還元電位(Eh)、溶存酸素(DO)

②地下水の主要イオン

Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 NH_4^+ 、 SiO_2 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、 NO_3^- 、 F^-

③天然地下水中に含まれる放射性同位体

トリチウム、ラドン

④天然地下水中に含まれる安定同位体

酸素-18(^{18}O)、重水素

第3章では、基本的な水質変化のメカニズムに関する既往の溶出実験結果を整理した後、本研究で対象としたダムサイトで採取した岩石試料を含む数種の岩石試料を用いた基礎的な溶出実験結果について述べた。本実験結果から、岩石からの Ca^{2+} 、 Cl^- 、 HCO_3^- の溶出量は、 CO_2 分圧に依存するが、 Na^+ 、 SO_4^{2-} 、 F^- 、 SiO_2 の溶出量と CO_2 分圧との関連性は低いこと、新水ヶ藩ダム泥岩からは、 SO_4^{2-} とともに Ca^{2+} 、 Mg^{2+} が CO_2 分圧とは関係なしに溶出し、それとともにpHが低下すること、岩石の化学成分量の重量百分率と溶出量とは必ずしも対応せず、 F^- の溶出量は同じ花崗岩であっても地域差が大きいことが判明した。

第4章では、初期湛水から2年経過した寺山ダムにおいて、湛水時の漏水・地下水中の主要イオン濃度を、多変量解析手法のうち、主成分分析手法、クラスター分析手法を使って整理し、湛水前後での水質の変化から浸透経路を推定した。その結果、過去2回の湛水によって貯水池水が周辺岩盤に浸透することにより湛水前後での水質の変化は初期湛水時より小さくなること、湛水前後での水質の変化が小さい場合にも、水質データを主成分分析手法、クラスター分析手法を用いて整理することによりその変化が把握できること、主成分軸上において水質変化が明瞭に示された地点では、水質の総合的な指標と考えられる電気伝導度の変化も認められ、電気伝導度だけでも浸透経路の推定が概略可能であることが示された。

多変量解析手法は、生データだけでは判別困難な水質データであっても機械的に分類することが可能であり、最近のコンピュータと統計解析用のソフトウェアの発展を背景にして今後も種々のデータの解析に活用できる。しかし、データそのものの分析精度に関するチェックを十分に行い、データが持つ物理的な意味を理解した上で、あくまでも水質データを解釈

する上での道具として本手法を使うべきである。

第5章では、揚水式発電所である奥美濃水力発電所の上部調整池を構成する川浦ダム・川浦鞍部ダム初期湛水時の地下水調査結果について取りまとめた。本ダムでは、下部調整池である上大須ダムと合わせて、イオン濃度、ラドン、トリチウム、酸素-18、重水素を用いた湛水時の水質調査を実施した。

イオン濃度の時間変化より、川浦ダム監査廊内湧水、川浦鞍部ダム左岸ボーリング孔への調整池水の到達が確認され、監査廊内湧水への流下時間は湛水開始から7ヶ月から20ヶ月後であった。川浦ダム監査廊内湧水の硝酸イオン濃度の時間変化は、湛水に伴う滞留地下水の押し出し、その後の調整池水の到達という流動現象を反映し、硝酸イオンをダム湛水時の天然のトレーサと利用できる可能性を初めて示した。さらに、トリチウム、酸素-18、重水素のデータを用いた多変量解析結果から、イオン濃度からは判定不可能な仮排水路トンネル湧水への貯水池水の到達が確認された。

第6章では、上大須ダムにおける調査結果について述べ、イオン濃度、水温のデータから、調整池水の到達は湛水開始から2ヶ月から20ヶ月後であることがわかった。本ダムでは、これらのイオン濃度の調査結果と、粒子追跡法を併用した非定常浸透流解析結果ならびに水温データの移流拡散解析結果を比較することにより、ダム基礎岩盤のマクロな透水性を評価し、基礎岩盤の健全性を立証した。水温データを使った地下水の流動速度の評価事例は少なく、ダムを対象にした調査解析事例は本ダムが初めてである。測定が容易であり、ほとんどのダムで定常的な測定項目として位置づけられている水温データの活用方法を示したことの意義は大きい。

第7章では、高濃度のイオン濃度を含む地下水環境下にある味噌川ダムにおける水質調査結果を示した。本ダム漏水の水質は、特に、カルシウムイオン、マグネシウムイオン、硫酸イオン、重炭酸イオン濃度が高いという特徴を有している。

湛水開始後約3年を経過しても、漏水中イオン濃度の時間変化は小さく、貯水池水の混入による影響が徐々に現れ始めている段階である。浸透流解析との比較から、本ダムの基礎岩盤部が所定の遮水性を十分確保できるように改良されていることが裏付けられた。

第8章では、大内ダムにおいて初期湛水から約4年間継続的に実施したイオン濃度とラドン濃度の調査結果を示した。本ダムにおける下流側への貯水池水の流下時間は、水質の時間変化から数ヶ月から1年程度であることを示した。また、ダム周辺の漏水量、地下水位の長期的な変化について考察し、上下流方向での岩盤のマクロな透水性の差を透水量係数の比として示す方法を提案した。この方法により、経年的な目詰まりによる透水性の低下を透水量係数の変化量として捉え、既設遮水ゾーンの健全性を確認することができた。これは、従来経験的にいわれている目詰まりによる漏水量の減少と透水性の低下を透水量係数という物理的な量で示した初めての事例である。

第9章は、温泉の湧出地帯という特殊な地下水環境下にある二庄内ダム初期湛水の調査結果である。本地点の地下水の硝酸イオン濃度は、数10mg/lと通常の地下水の10倍から100倍であり、湛水による影響はこの高濃度の硝酸イオン濃度の低下として最も顕著に現れること、湛水による停滞水の押し出し現象がラドン濃度の変化に敏感に反映され、その影響は下流側

の地山部分より上流側の堤体基礎に速く現れることが判明した。

第10章は、泥岩地帯に建設された新水ヶ瀨ダム初期湛水時の水質調査結果である。調査期間は約3ヶ月と短い、湛水による影響が水質データに現れる地点は少なく、貯水池水の到達が示される地点はコンクリート打ち継ぎ目からの漏水だけであった。東北地方に分布する泥岩地帯の地下水の特徴である高濃度の硫酸イオンを有し、湛水により泥岩の中に滞留していた高濃度の硫酸イオンを含む地下水が徐々に押し出される現象が観察された。また、硫酸イオン濃度の高い地下水中には数 mg/l のアンモニウムイオンが検出され、その起源はダム基礎岩盤の泥岩であると推定された。本ダム建設時には強酸性の地表水が発生しており、東北地方に多い黄鉄鉱の酸化による水素イオンと硫酸イオンの発生を示す顕著な事例である。

第11章では、上記の7ダムにおける水質調査から得られた成果を整理し、本研究で提示したダム周辺地下水流動調査手法のうち、①漏水調査における水質データの表示方法、②多変量解析による水質データの評価手法、③イオン濃度による貯水池水到達時期の検出方法、④水温変動と熱伝導解析による貯水池水流下時間の推定手法、⑤地下水位変動から透水性の変化量を求める方法について取りまとめた。さらに、従来、ダムにおいては何ら調査の指標がなかった水質調査の方法について、①調査対象地点、②調査頻度、③調査の開始時期、④優先的に調査すべき水質項目、⑤水質データの異常検出の方法を提案した。優先的に調査すべき水質項目としては、測定の迅速性と簡便性を重視し、第1に「電気伝導度と水温」、第2に「硝酸イオン」、第3に「主要イオン濃度の分析とヘキサダイアグラムによる表現」を提案した。

国内におけるダムの漏水経路の調査事例は数知れないが、仮にその調査結果に問題が無かった場合でも、その結果が公表されることは稀である。これは、ダムの安全性に何ら問題のないレベルの漏水を取り扱う場合でも、「ダム漏水」という言葉が背後に持っている危険な印象を公の場に出したくないという心理的な拒否意識が働くためであると考えられる。近年、国内においてはダム本体の安全性を大きく左右する事故例は皆無とあって良い。これは、長年蓄積された我が国のダム技術の高さを裏付けるものである。ただし、現状のダムの設計、施工、維持管理技術が万能であるという保証はなく、水を貯めるというダム本来の機能を維持しなければならないすべてのダム管理者は、永遠に「ダム漏水」という問題から逃れることはできない。さらに、ダムの健全性を確実に確保できることを確認した上で基礎処理の方法等についてもより経済性を重視した技術改良が望まれている。本研究で示した水質データを利用した調査手法を活用すれば、従来の量的な調査項目では把握できない実際の地下水の流動状況を直接把握することが可能になる。したがって、より高精度な遮水性の確認や漏水経路の把握が可能となり、今後のダム基礎岩盤の遮水性の評価、経済的な基礎処理工の設計、ダム健全性の評価に大きく貢献できるものと考えられる。

謝 辞

本論文は、著者が(株)間組技術研究所において実施したダム周辺における地下水調査結果を、名古屋大学大学院地圏環境工学専攻に入学して取りまとめたものであります。

本研究の遂行において、学部、修士の学生時代からの恩師である名古屋大学院地圏環境工学高木不折教授には、終始、貴重なご指導とご鞭撻を賜りました。社会人として、博士課程に入学することを許可していただいてから現在に至るまで、公私にわたる先生の親身なご教示は、本論文を取りまとめる上で大きな励みになりました。名古屋大学工学部土木工学科浅岡顕教授からは土質工学の専門家としての立場から、土木工学科岩田好一郎教授からは海岸工学の専門家としての立場から、地圏環境工学科松林宇一郎助教授からは水理・水文学の専門家としての立場から、終始貴重なご指導ご意見を頂きました。ここに深く感謝の意を表する次第であります。また、著者が地下水の水質に関する研究を始めるきっかけを与えていただきました熊本大学中島重旗教授（現熊本工業大学教授）、地下水の水質変化のメカニズムに関する勉強の機会を与えていただきました九州大学工学部土木工学科神野健二教授には深く感謝いたします。

本研究を取りまとめようと考えた理由の一つに、ここで示したような土木構造物を対象にした地下水の調査結果は公表されないことが多く、同じ様な課題を抱えた技術者のお役に少しでも立てる情報を提供したいという思いがありました。このような著者の思いをご理解していただき、貴重なデータのご提示、調査結果の外部発表をご許可していただきました栃木県那珂川水系ダム建設事務所の方々、電源開発(株)下郷建設所、下郷電力所ならびに本社設備運営課の方々、東北電力(株)本道寺・新水ヶ瀬発電所建設所の方々、村上晃生氏（現 中部電力(株)土木建築部揚水調査グループ主幹）をはじめとする奥美濃水力建設所の方々、東北農政局浅瀬石川農業水利事務所のの方々、水資源開発公団味噌川ダム建設所の方々には深く感謝の意を表します。これらの多くのダム企業者のご理解とご協力なしには、本研究はなし得なかったものであります。

現在、筆者が出向中であり（財）電力中央研究所我孫子研究所バックエンドプロジェクトリーダー駒田広也博士、チームリーダーである河西基博士をはじめとする天然バリアチームのメンバーには、大学に籍を置くことにご理解をいただき、機会あるごとに暖かい励ましのお言葉をいただきました。ここに厚く御礼申し上げます。

さらに、現地調査でも多くの方々のご協力を得ました。大内ダムでは(株)間組・開発工事(株)・日本国土開発(株)共同企業体、川浦ダム・川浦鞍部ダムでは、(株)間組・清水建設(株)ほか共同企業体、味噌川ダムでは(株)間組・飛鳥建設(株)・不動建設(株)共同企業体、二庄内ダムでは(株)間組・佐藤工業(株)・竹中土木(株)共同企業体の方々のご協力を得ました。また、本成果は(株)間組技術研究所において過去地下水関係の業務に従事した向上拡美氏（現 技術開発センター）、北村孝海氏（現 (株)北村）の諸先輩方、ならびに小林晃氏（現 岩手大学農学部助教授）、山下亮氏、今井久氏、茂呂吉治氏（現 技術研究所技術研究部）、弘末文紀氏、滝沢究氏（現 土木本部）、稲葉秀雄氏、千々松正和氏（現 動燃事業団に出向中）、六川武氏（現 構造計測(株)）との共同作業によるものであります。土木本部猪狩哲夫氏ならびに青山機工(株)武藤光氏には、多くのダム現場の地質に関して丁寧なご教示を賜りました。これらの方々にあらためて感謝の意を表します。

最後に、著者が社会人として大学への入学を思い立った時から現在に至るまで、終始暖かい目で見守っていただくとともに、研究に対するご便宜を図っていただきました(株)間組技術研究所山口靖紀所長、羽山清一副所長、世一英俊部長、吉村和彦室長に深く感謝する次第であります。

