

水質・同位体を利用した川浦ダム・川浦鞍部ダム 初期湛水時地下水流動調査

塩崎 功¹・村上晃生²・谷口博幸²・川上康博³・今井 久⁴・稲葉秀雄⁵

¹正会員 工博 財団法人電力中央研究所 我孫子研究所(間組より出向中) (〒270-11 千葉県我孫子市我孫子 1646)

²中部電力株式会社 土木建築部 揚水調査グループ (〒461-91 名古屋市東区東新町1 番地)

³正会員 中部電力株式会社 土木建築部 水力開発グループ (〒461-91 名古屋市東区東新町1 番地)

⁴正会員 工修 株式会社間組 技術研究所 (〒305 茨城県つくば市荻間字西向 515-1)

⁵正会員 動力炉核燃料開発事業団 東濃地科学センター(間組より出向中) (〒509-51 岐阜県土岐市泉町定林寺 959-31)

川浦ダム・川浦鞍部ダム周辺地山の透水性を評価するために、初期湛水時にダム周辺地下水の水質・同位体調査を行った。イオン濃度の調査結果から、川浦ダム監査廊内ボーリング孔、川浦鞍部ダム左岸ボーリング孔の一部で調整池水の到達が確認された。イオン濃度の時間変化から求められた監査廊内への調整池水の流下時間は7~20ヶ月と長く、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。

トリチウム、酸素-18、重水素の同位体データを用いた多変量解析結果より、イオン濃度からは判定できない仮排水路トンネル湧水への調整池水の到達が示された。本調査の結果、調整池水の到達を知るための指標として、現場測定可能な電気伝導度および硝酸イオンが有効であった。

Key Words: dam, rock, grouting, seepage water, water quality, isotope, multivariate analysis, travel time

1. はじめに

地下水の浸透経路を調査する場合、最も直接的な方法として適切な溶質(例えば食塩、色素等)を地下水中に投入するトレーサ手法¹⁾があり、海外のダムにおいてはその適用例が多い²⁾。しかし、ダムのように調査対象領域が広い場合、計測のために費用と時間がかかることや地下水汚染の問題から、人工的な物質を投入するトレーサ手法が適用されることは少ない。

一方、地下水を直接追跡するものではないが、天然地下水中のイオン濃度や、トリチウム、ラドン、酸素-18、重水素などの環境中の同位体を利用したトレーサ手法は、汚染の問題がなく、広い範囲を対象にした調査も可能なため、ダム周辺の漏水・地下水調査に適用した事例が木村・小前³⁾、木村ほか⁴⁾、北村ほか⁵⁾、中島ほか⁶⁾、塩崎ほか⁷⁾によって報告されている。

水質項目の1種である濁度は、ダムにおける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安全監視項目として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が原因であると考えられる。

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りつつある。したがって、異なる地質環境にある種々のダムの水質データを蓄積し、その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を図ることは、今後のダムの安全監視の高精度化や基礎処理の妥当性の検討を進めるためにも有用となる。

本報告は、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例に検討を加えたものである。

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、西ヶ洞谷川に川浦(かおれ)ダム(ドーム型アーチ式コンクリ

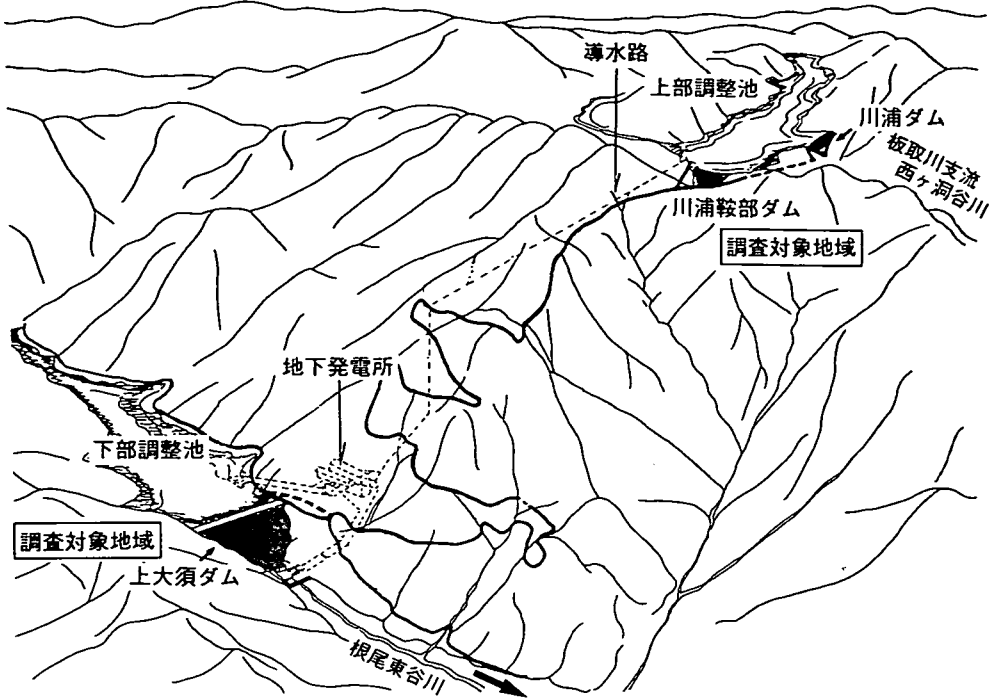


図-1 奥美濃水力発電所位置図

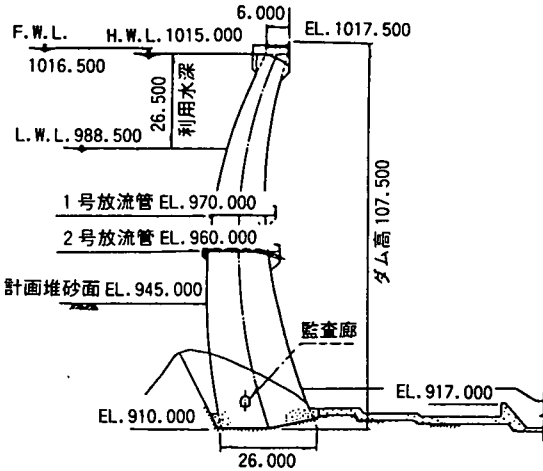


図-2 川浦ダム標準断面図

ートダム) および川浦鞍部ダム(重力式コンクリートダム)が建設され、下部調整池には、根尾東谷川の最上流部に上大須(かみおおす)ダム(ノーン型ロックフィルダム)が建設された。奥美濃水力発電所の位置図を図-1に示す⁹⁾。

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、本論では、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

表-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	A-1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
	総貯水容量	17,200,000 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	

および調整池の諸元を表-1に示し、川浦ダム標準断面図を図-2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。基礎岩盤中の破碎帯は数少ないが、規模の大きなものとしては、河床部でダム上流面から約15mの位置にアーチ軸とほぼ平行に総幅約10mのA破碎帯(走向/傾斜 N64~68 E/55~60 SE)が存在する。その他の破碎帯については特に顕著な卓越走向は認められない⁹⁾。

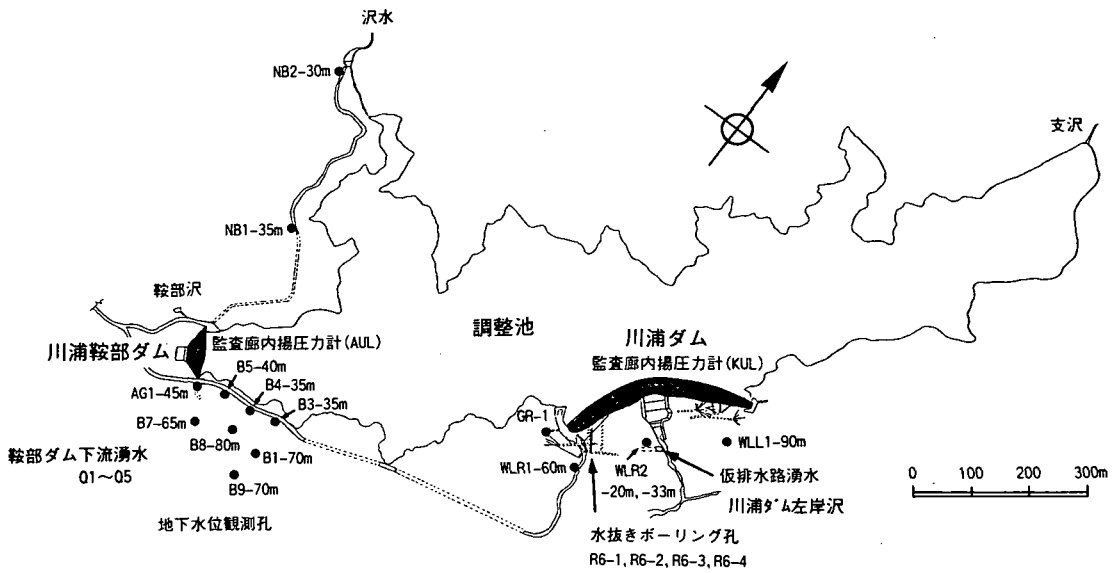


図-3 川浦ダム・川浦鞍部ダム採水地点位置図

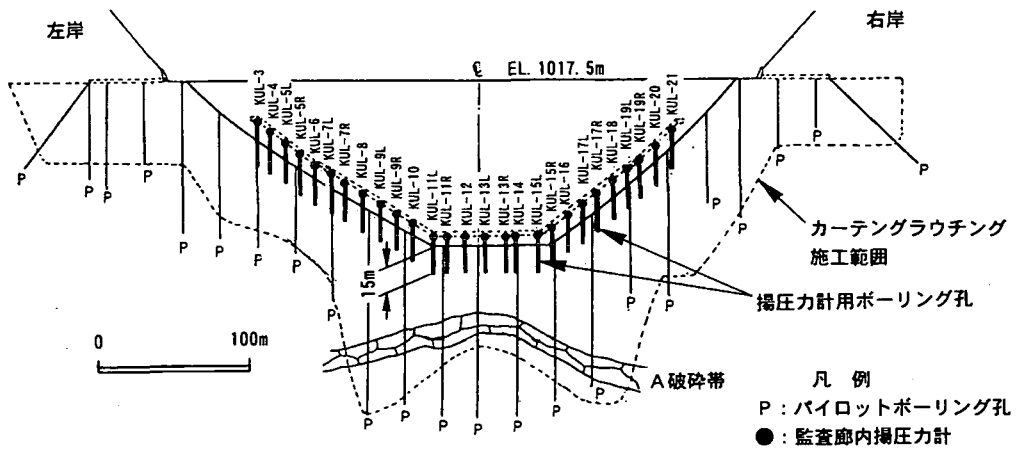


図-4 川浦ダム監査廊内揚圧力計位置図

3. 水質調査

(1) 調査場所

水質調査は、調整池水、沢水、監査廊内揚圧力計用ボーリング孔からの湧水（以下、監査廊内湧水と呼ぶ）、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-3に、川浦ダム監査廊内揚圧力計の位置、カーテングラウチング施工範囲およびA破碎帯の位置を図-4に、標準断面におけるコンソリデーショングラウチングの施工範囲を図-5に示す。揚圧力計用ボーリング孔は基礎岩盤内に15mの深度まで掘

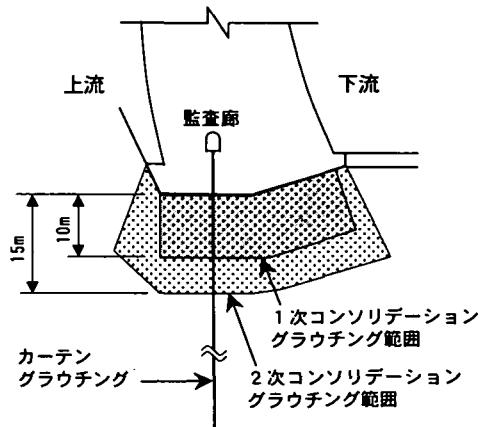


図-5 コンソリデーショングラウチング範囲

削され、その15m 全区間の圧力が揚圧力として測定される。図-3の地下水位観測孔の孔番に付記した数値は、孔口を基準にした採水深度である。ボーリング孔からの採水深度は、最初の調査においてボーリング孔内の電気伝導度と水温の分布を測定し、これらの値に深度方向の変化がない場合には地下水面から5~10m 下とし、深度方向で上記の値が変化する場合は複数の採水深度を設定した。

(2) 調査項目

調査項目は、pH、電気伝導度、水温、 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{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。

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-6に示し、地下水位の時間変化を図-7に示す。漏水量は、監査廊内揚圧力計用ボーリング孔からの湧水の全量を監査廊内の河床部で集水し、三角堰によりその流量を測定したものである。さらに、ラドン濃度、pH、電気伝導度、硝酸イオン濃度の時間変化を図-8~図-11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-12に示す。図-6~図-12より得られた知見を以下に示す。

(1) 漏水量

図-6に示すように、本ダム監査廊内で集水された漏水量は数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本の地下水位観測孔のうち、W

LL1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 ($\lambda = \ln 2/T$ 、 T は半減期) とすると、岩盤内に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¹⁰⁾。

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

式(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-8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。

(4) 水温

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、気温の変動幅(約30℃)に比べて小さい。これは、川浦ダム調整池内の取水口(標高EL.962.9m)より下部に温度躍層が形成されることにより、漏水の起源となる河床部の水温が年間を通じて約7~8℃とほぼ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規制されていることを示唆している。

(5) pH

pHは、図-9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-10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

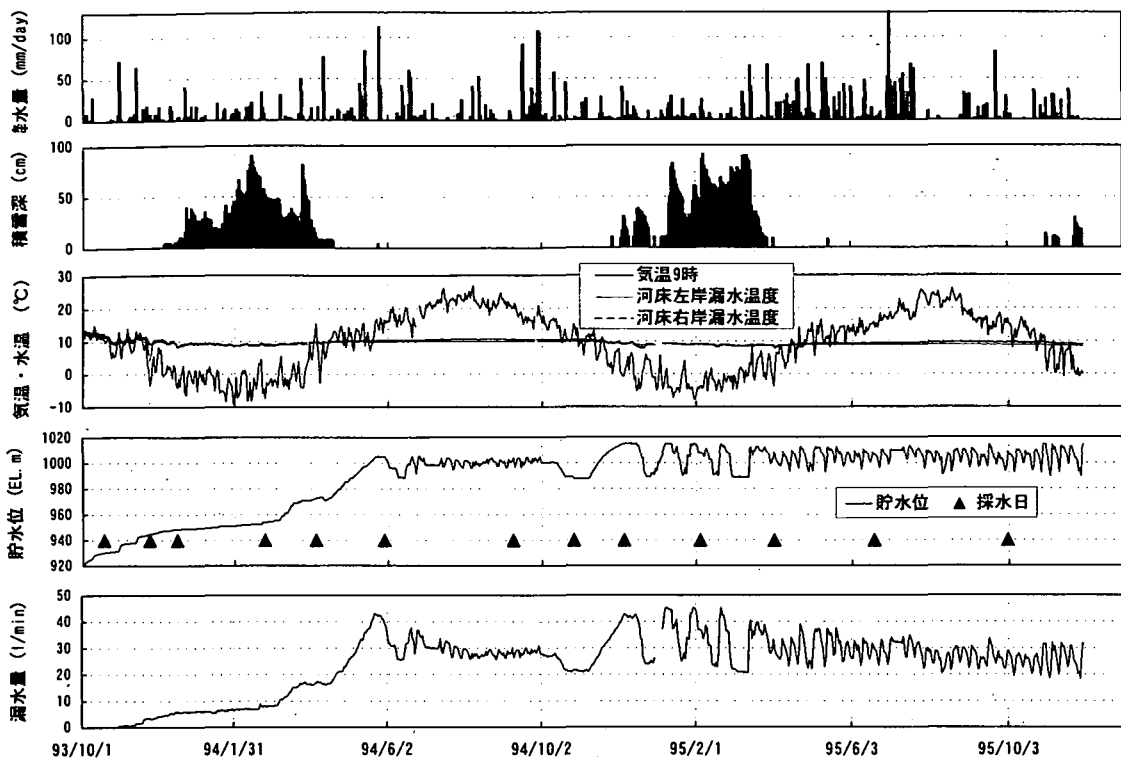


図-6 降水量, 積雪深, 気温, 漏水温度, 貯水位, 漏水量の時間変化

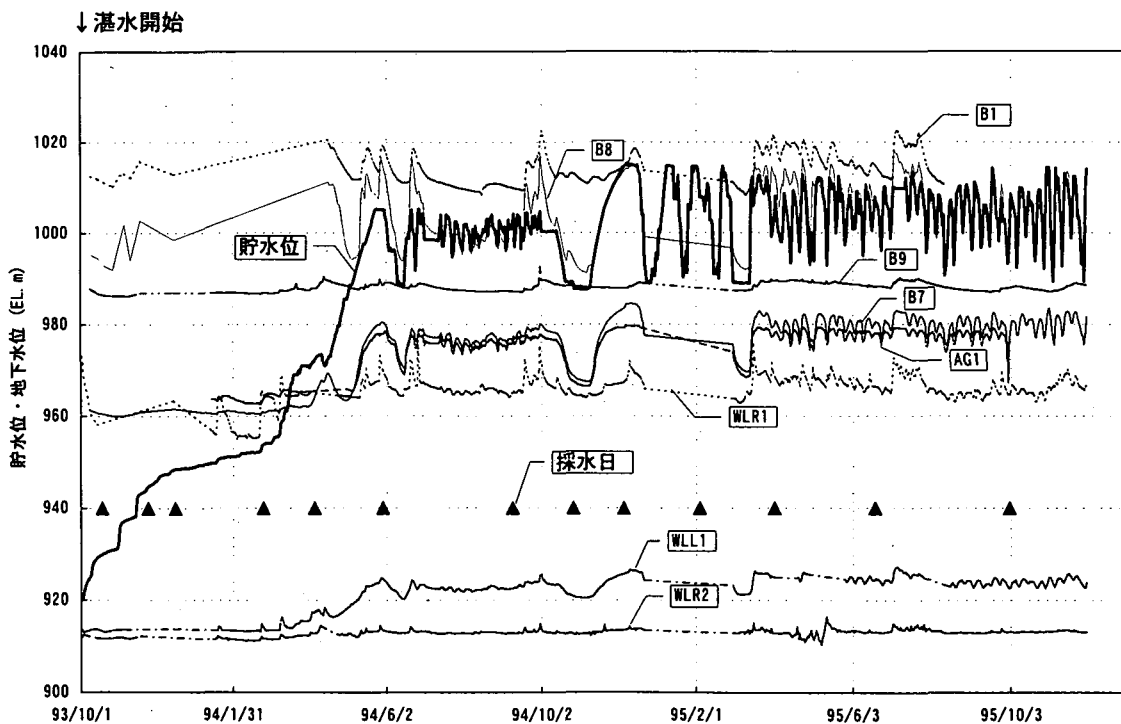


図-7 地下水位の時間変化

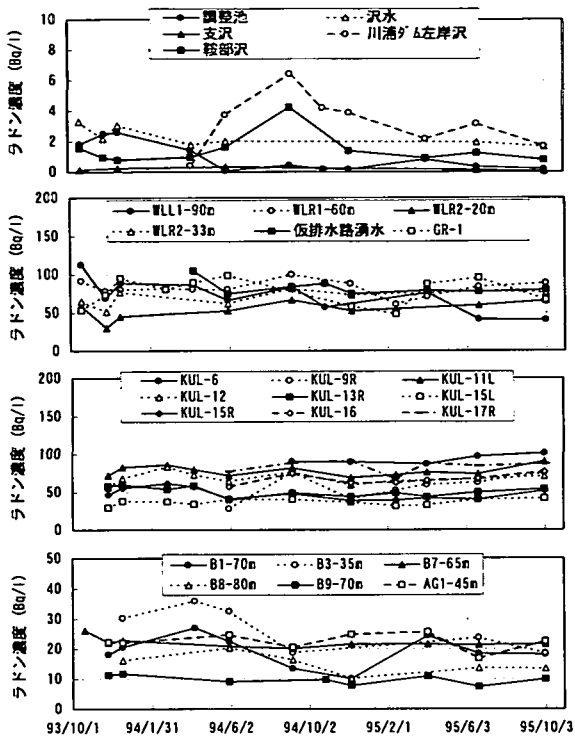


図-8 ラドン濃度の時間変化

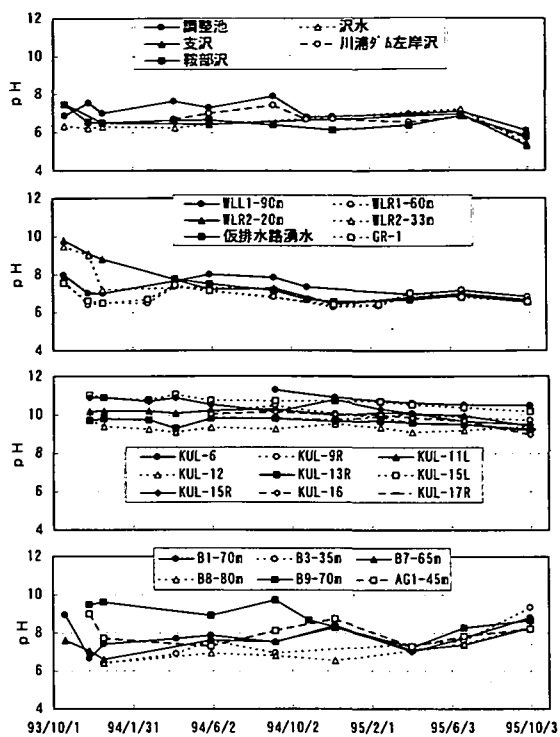


図-9 pHの時間変化

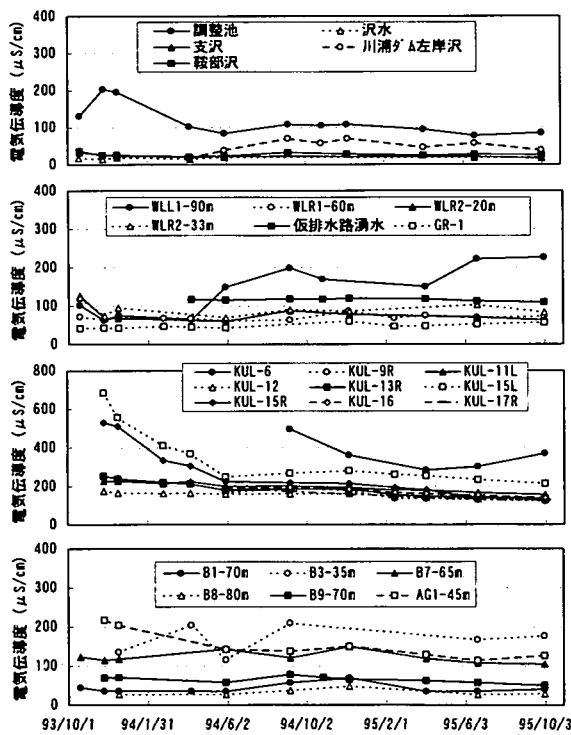


図-10 電気伝導度の時間変化

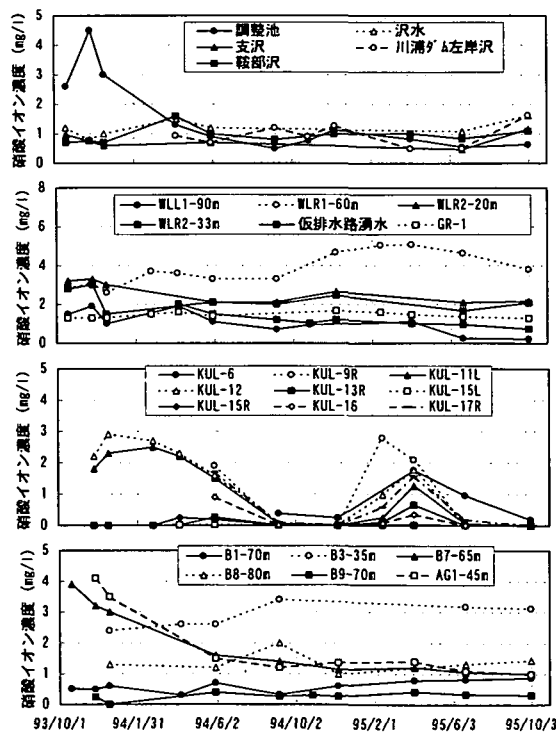


図-11 硝酸イオン濃度の時間変化

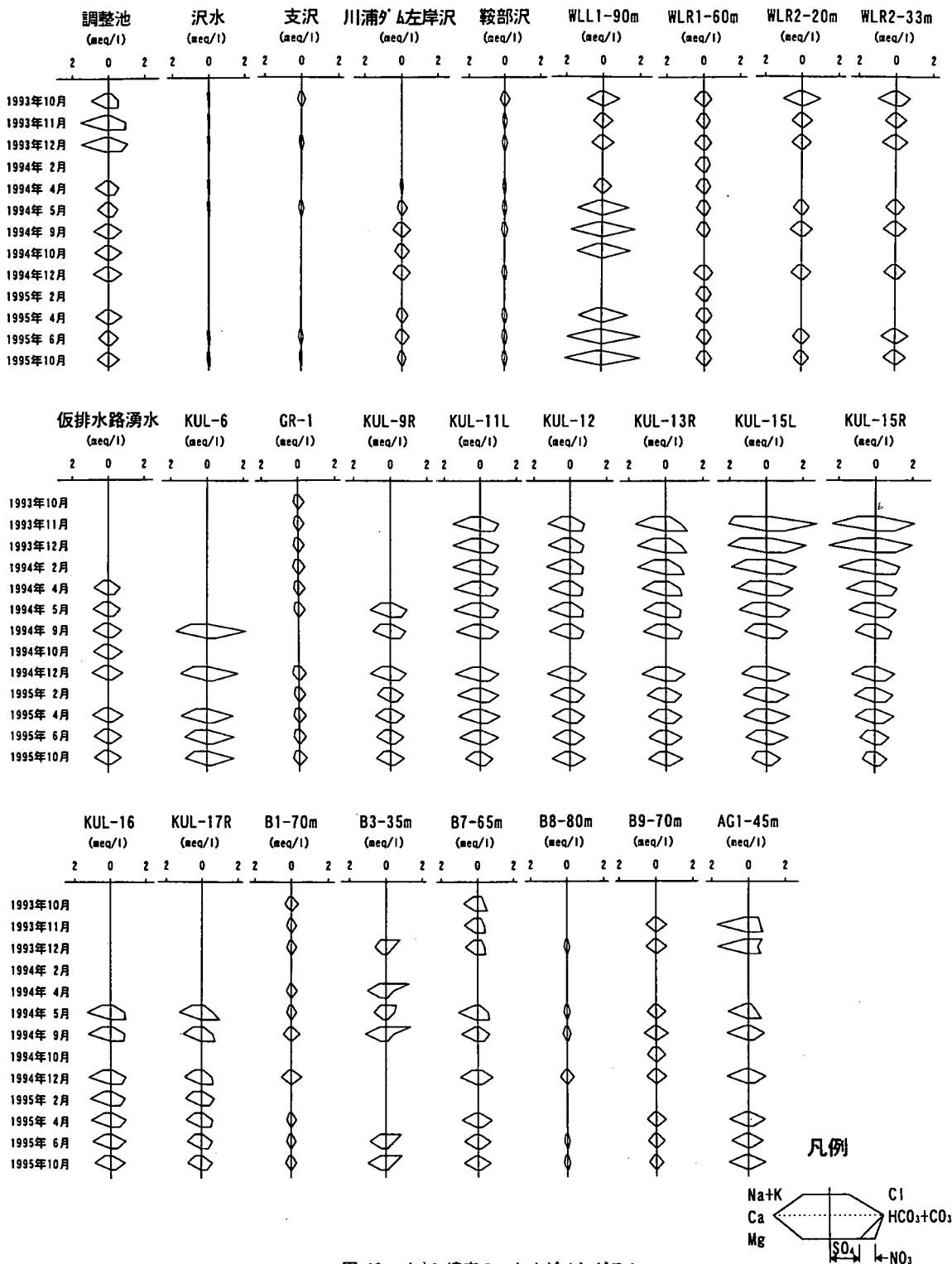


図-12 イオン濃度のヘキサダイアグラム

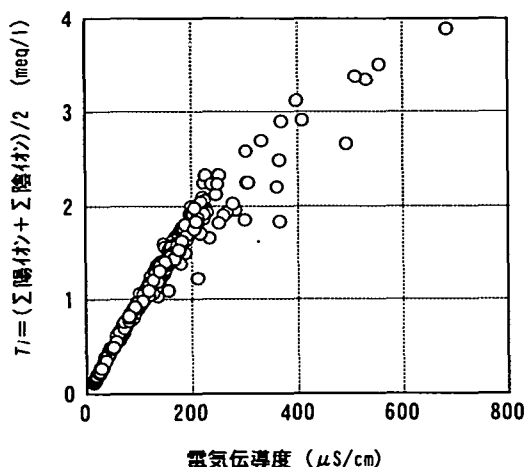


図-13 イオン濃度当量と電気伝導度との関係

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¹¹⁾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¹²⁾。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といえる。しかし、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。

(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-6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。

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。

岩石の溶解反応を例に採れば、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。しかし、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¹³⁾。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¹⁴⁾、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。

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)

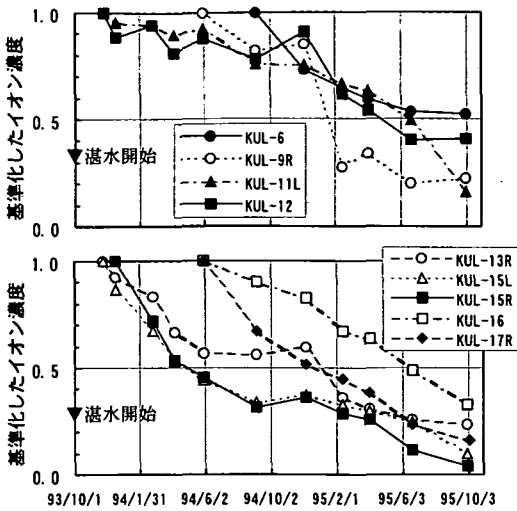


図-14 標準化したイオン濃度の時間変化

表-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

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(2)で基準化する。

$$C_i = (T_i - T_{iR}) / (T_{imax} - T_{iR}) \quad (2)$$

ここで、 C_i ：基準化したイオン濃度、 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) である。

この結果、図-14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。川浦ダム基礎岩盤は、5Lu

表-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、図-6参照)と監査廊底盤標高(EL.917m)の平均
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-2の上下流方向標準断面図参照
動水勾配	1.7	(934-917)/10
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 ¹⁹⁾

を改良目標値としたコンソリデーショングラウチングによって、深さ8~10mまで透水性が改良されている。したがって、未改良の岩盤よりは透水性が均一になっていると考えられ、岩盤を多孔体として取り扱うことも可能であると考えられる。この場合、貯水位が採水地点の標高より高くなった時から基準化したイオン濃度が0.5となるまでの時間を、平均的な調整池水の流下時間を表す1つの指標とみなすことができる。

表-2は、上記の方法で求めた調整池水の平均的な流下時間であり、KUL-15L、KUL-15Rの流下時間が7ヶ月と短く、KUL-11L、KUL-16が20ヶ月と最も長い。

上記のイオン濃度の変化から求めた流下時間を用い、表-3に示す流下距離、動水勾配、岩盤の間隙率のデータを用いて流路の透水係数を試算する。

表-3の値を使って調整池から監査廊内までの流下時間を計算すると、最短の流下時間7ヶ月を使った場合、間隙率が0.05~0.10とすれば透水係数は $1.6 \sim 3.2 \times 10^{-6}$ 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(およそ 1×10^{-5} cm/secに相当)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-11の監査廊内湧水の硝酸イオン濃度は、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¹⁹⁾。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

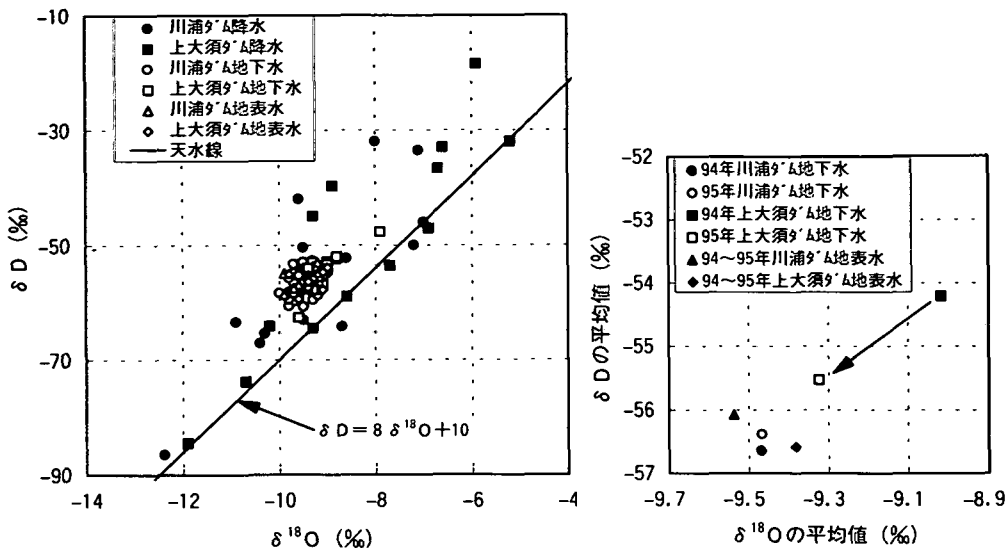


図-15 降水および地下水中の $\delta^{18}\text{O}$ と δD との関係

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-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。ただし、KUL-6K、UL-17Rでは、イオン濃度から求めた流下時間との差が大きい。この原因は不明であるが、これらの観測地点が高標高部に位置していることと何らかの関係があると推察される。

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-7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変動している 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。このような現象が生じる流動場として、以下に示すような地質構造が考えられる。すなわち、調整池水の水圧が B8に伝播しやすいことから、B8と調整池との間には連続した水みちが存在し、水質の変化がないことから B8より下流側が閉塞状態にあると推定される。

松本・北村¹⁰⁾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、ダム周辺地山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 と近年の降水水中トリチウム濃度の変動範囲内¹⁹⁾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, 重水素の安定同位体は、トリチウム同様、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 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、酸素-18, 重水素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²⁰⁾。

図-15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。図-15に示す直線は、Craig²¹⁾が示した世界各地の降水の $\delta^{18}\text{O}$ と δD との関係式であり、天水線と呼ばれる。図-15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。
- ② 1994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ということを示すものである¹⁹⁾。

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^{9),22),23),24)}。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

表-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 主成分分析による固有値、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	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

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変数の相関係数を表-4に示し、主成分分析による固有値、寄与率、因子スコア係数（複数の変数から因子スコアを計算するための係数）および因子負荷量（変数と因子スコアとの相関係数）を表-5に示す。この結果、第1主成分 Z1の寄与率は50%、第2主成分 Z2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。主成分分析の結果、本地点の同位体は次式で示す Z1、Z2の2つの主成分で表現することができる。

$$Z1 = 0.428 [\text{トリチウム濃度}]^* + 0.542 [\delta^{18}\text{O}]^* + 0.432 [\delta\text{D}]^* \quad (3)$$

$$Z2 = 0.754 [\text{トリチウム濃度}]^* - 0.741 [\delta^{18}\text{O}]^* - 0.004 [\delta\text{D}]^* \quad (4)$$

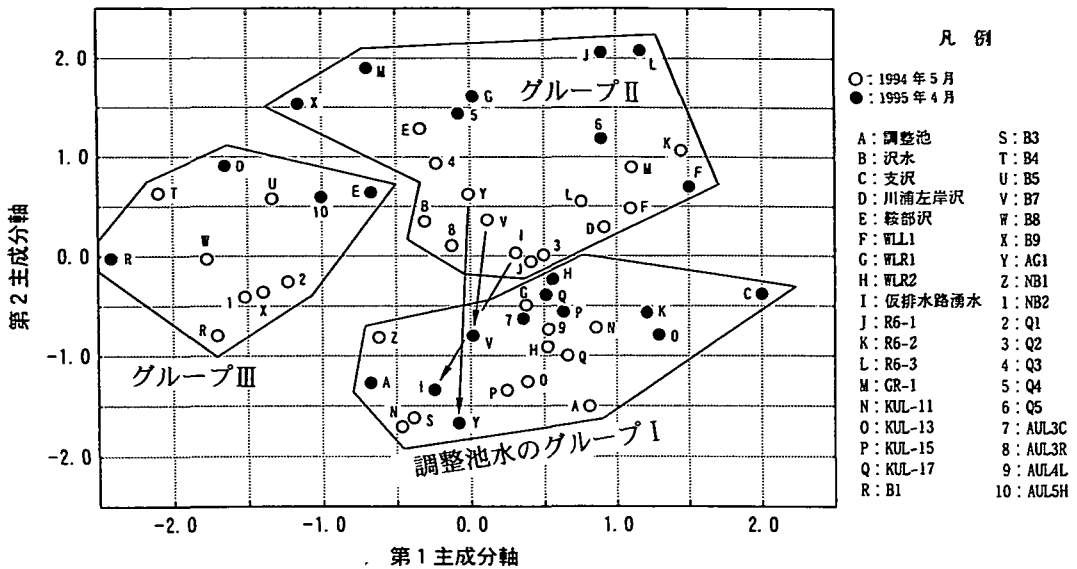


図-16 同位体データの主成分分析による散布図

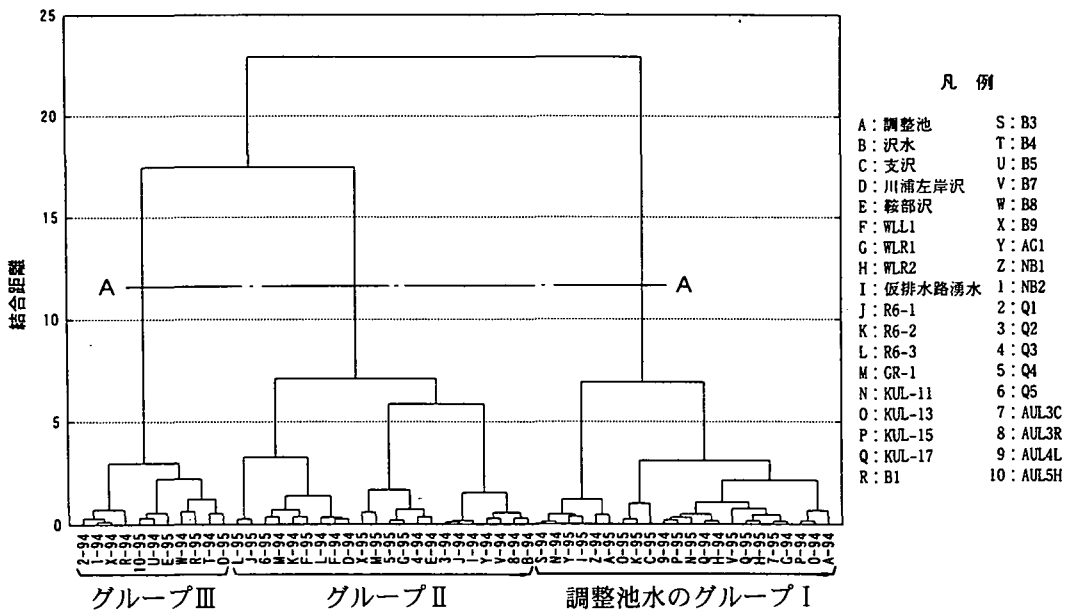


図-17 クラスタ分析による樹状図

(採水地点を示す記号に付記した-94, -95は、それぞれ採水時期を示し、-94は1994年5月、-95は1995年4月のデータを意味する。)

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した値を示す。

主成分分析による散布図を図-16に、クラスタ分析により作成した樹状図を図-17に示す。図-17に示す樹上図の縦軸は結合距離と呼ばれ、複数の変数が集まって一つのクラスターを作る際に基準となる距離であ

る。この結合距離が小さいほど、クラスター間の類似度は高くなる。結合距離の計算方法は種々提案されているが、ここではワード法²⁾を用いた。図-16には、クラスタ分析による同位体データを図-17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。この結果、図-16、図-17に示すように同位体のデータはⅠからⅢの3つのグループに分類できる。

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-16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年にかけてグループⅡから調整池水のグループであるグループⅠに移動していることがわかる。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、水質の変化をうまく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. まとめ

・ 奥美濃水力発電所川浦ダム・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に行った結果、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速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った。
- (3) 主要イオン濃度の時間変化から求めた監査廊内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した。

- (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無いことが示された。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することにより、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を把握することができた。

謝辞：本調査に御協力頂いた中部電力奥美濃水力建設所、間組・清水建設ほか共同企業体の関係者の方々に心から感謝の意を表す。イオン濃度およびラドン濃度の分析は(株)構造計測六川氏によるものである。本調査計画立案時には、(財)電力中央研究所本島勲博士に御意見を頂いた。ここに記して謝意を表す。

参考文献

- 1) 木村重彦：地下水の新しい調査法，地下水ハンドブック，p.324，1989。
- 2) 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。
- 3) 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。
- 4) 木村重彦，熊谷善行，小前隆美：環境中の ^{222}Rn によるダム漏水の解析，大ダム，No.77，1976。
- 5) 北村孝海，向上拓美，弘末文紀，安井義英：フィルダムにおける初期湛水時の浸透挙動— ^{222}Rn 追跡による漏水解析—，間組研究年報，pp.57-70，1986。
- 6) 中島重旗，下津昌司，塩崎功，北村孝海，向上拓美：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。
- 7) 塩崎功，高木不折，松林宇一郎，向上拓美：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。
- 8) 岩附宏行：奥美濃水力発電所の施工について，ダム日本，No.551，pp.79-92，1990。
- 9) 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。
- 10) Hoehn, H. and Von Gunten, H. R.：Radon in groundwater：A tool to assess infiltration from surface waters to aquifers，*Water Resources Research*，Vol.25，No.8，pp.1795-1803，1989。
- 11) 鶴巻道二：地下水の水質，地下水ハンドブック，pp.131-149，1989。
- 12) 半谷高久，小倉紀雄：水質調査法，丸善，pp.202-203，1995。

- 13) 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.
- 14) 靱井和朗, 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.
- 15) 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.
- 16) 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.
- 17) 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.
- 18) 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.
- 19) 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.
- 20) 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.
- 21) Craig, H: Isotopic variations in meteoric water, *Science*, 133, pp.1702-1703, 1961.
- 22) 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)—岩手県釜石鉱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.
- 23) 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.
- 24) 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.
- 25) Word, J. H.: Hierarchical grouping to optimize an objective function, *Journal of the American Statistical Association*, Vol.58, p.236, 1963.

(1996. 11. 14 受付)

INVESTIGATION ON THE FLOW OF GROUNDWATER AROUND KAORE DAM AND KAORE-ANBU DAM AT THE TIME OF INITIAL FILLING BY USING WATER QUALITY AND ISOTOPES

Isao SHIOZAKI, Akio MURAKAMI, Hiroyuki TANIGUCHI, Yasuhiro KAWAKAMI, Hisashi IMAI and Hideo INABA

In order to evaluate the permeability of bedrock in the area of Kaore Dam and Kaore-anbu Dam, the quality of groundwater and the behavior of isotopes around the dams were investigated at the time of initial filling. The travel time of the groundwater to move from the reservoir to the boreholes in the inspection gallery of Kaore Dam, obtained from the change of ion concentration, was as long as 7 to 20 months. This result indicated that the permeability of the base rock of the dam was sufficiently improved by grouting. Also, the result of multivariate analysis using isotopic data showed the arrival of the reservoir water to the temporary drain tunnel. It was suggested that electric conductivity and nitrate that can be measured in the field were effective as indicators of the arrival of the reservoir water.