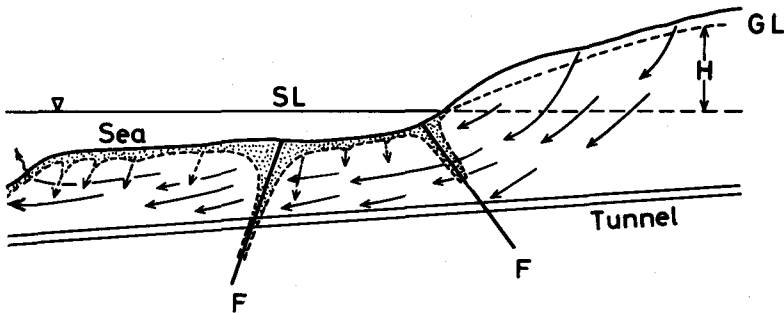


水・岩石の化学的相互作用と海底トンネル施工時の異常出水の予知
Geochemistry of water rock interaction and prediction of
gushing water in undersea tunnel construction

埼玉大学工学部地盤水理実験施設 (正) 関 陽太郎

はじめに：トンネルなど地下の掘削において遭遇する技術的困難さの最も大きなものの一つは、掘削時における大量の、および／あるいは高压の湧水によるものであることは言うまでもない。陸上トンネルの掘削に伴う湧水は常識から考えても、また事実上でも有限であり、かりに大量湧水発生後の適切な処理が多少立ちおくれても、湧水量・水圧ともに自然漸減あるいは急減するのが普通である。一ヶ所から、数～数10 ton/min のような大量で且つ10 kg/cm^2 以上の高压の湧水が、数ヶ月あるいは数年以上も永続するというようなことは考えにくいし、且つそのような例はほとんど知られていない。しかし、海底部、特に海底面からあまりはなれていない部分の掘削の場合においては、湧水の大部分が事実上無限量とってよいくらい大量にある海水そのものである可能性が非常に大きい。湧水のごく初期においては海水そのものではなく地層・岩盤の中に保持されていた(たまり水ともいふべき)内蔵水(あるいは地層水)あるいは陸上部から海底部に向って地層・岩盤の間隙・割れ目によって水頭差によって流下している天水起源の湧水であっても、それらの掘削部内への放出にひき続いて湧水の性質はやがてあるいは急激に、掘削部の直上あるいはその付近の海中からの海水そのものとなることはごく普通である。

日本鉄道建設公団によって現在建設されつつある青函トンネルの場合、海底下わずかに100～200 mの部分に内径5～11 m余におよぶ本坑・作業坑・先進坑が施工されている。この長大トンネルの建設に際し



第1図。津軽海峡部の海水・陸水混合モデル。H：陸上部の水頭高。F：破碎帯。

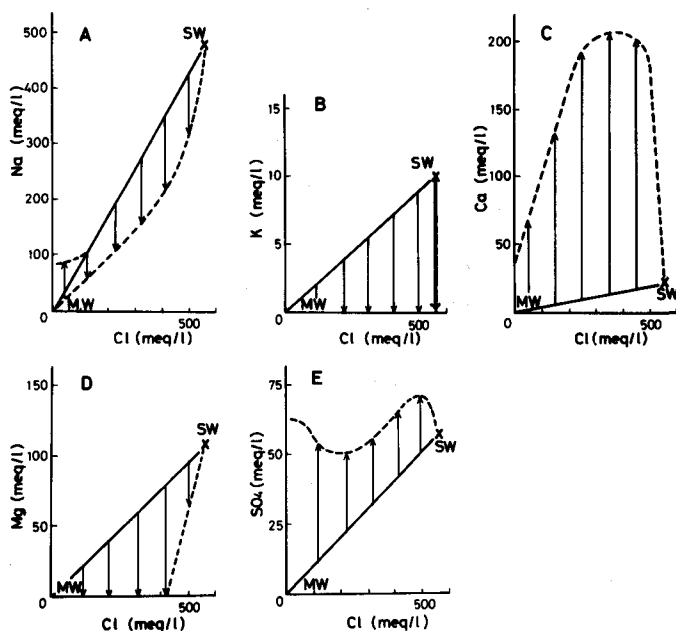
実線は陸水の滲透、破線は海水の滲透を示す。点部は主として海水にみたまされている部分。

ても、岩盤の中の比較的巾広い割れ目あるいは破碎帯を通して、大量且つ高压(予想うる最高圧は4.0～4.5 kg/cm^2 程度)の海水そのものの湧出・突出をさけることは非常にむづかしいことが想像しうる。日本鉄道建設公団はこの問題の技術的解決のために、計画当時から現在に至るまで最大の努力と注意をはらって来た。しかもなお、よく知られているように、北海道側・本州側の先進坑・作業坑の数ヶ所において数 ton/min から80 ton/min に近い大量且つ高压の海水突出に遭遇し、その都度湧水による既工トンネル内部への海水氾濫の防止、湧水の停止および修復のためにかなり長期をさかざるを得なかった。内外の建設関係者からこの上なく高く評価されているすぐれた技術をもってしても、これらの異常出水は不可避であったと考えられるが、このような海水の突出を何とか数時間前、あるいは出来得れば数日～数週間～数ヶ月前にして予知する方策はないものであろうかと探し求めてゆくことが必要であり、且つ、技術者のつとめであらう。

筆者は、水・岩石相互作用の方向から、青函トンネル海底部の海水突出の予知の研究を進めて来た。多年

にわたり協力・援助・資料提供をおしまれなかった日本鉄道建設公団，土木学会土圧委員会および土木学会の係りの方々に深く感謝する次第である。

青函トンネル海底部の地質の特徴：筆者が，海水突出予知の方法を探る一つの研究方法として海水，または海水・陸水混合体と岩石との間の相互作用のメカニズムの解析をとり上げていることはすでに述べた。この問題に基本的に関連した，青函トンネル海底部を構成地質のもっとも重要なことは，この海底トンネルがクヌイ層～八雲層という中新世（約1000万年～約2500万年前の間）のはげしい海底火山活動による噴出火山物質を多量に含んでいる地層（いわゆるグリーンタフ層）の中を掘削するということである。これらの地層の中のシルト層とよばれているものでも詳しく検討すると，細粒の火山噴出物——多くは火山ガラス（*glass shards*）——を含んでいる。これらの地層は，堆積当時から今日までの間に，続成・固化作用およびそのあとの熱水作用を広範囲にわたり，且つはげしく受けた。その結果，これらの地層を構成しているどの地層・岩石の中にも，沸石，クリストバライト，モンモリロナイトを主とする粘土鉱物，石膏，方解石などが（もとの火山岩・火山ガラスを置換して）できている。それらの置換鉱物のうち，ここで述べる水・岩石相互作用を主としてコントロールするものはモンモリロナイトの陽イオン交換能と，石膏と方解石の溶解と変質である。本地域におけるモンモリロナイトと海水・陸水混合体との間の陽イオン交換能についてはすでに Mizukami (1977) がすぐれた研究を発表している。



第2図。青函トンネル海底部の湧水の化学成分。

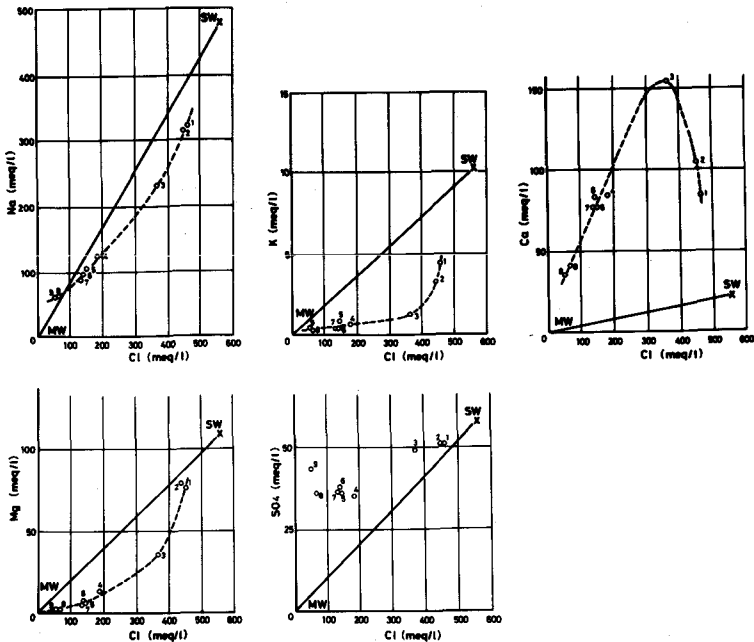
MW：陸水，SW：海水。
グリーンタフとの反応により，海水・陸水混合体の化学成分は矢印の方向に変化する。

トンネル海底部の湧水の起源とその状態：本トンネル海底部の湧水のCl濃度は1 meq/l程度のものから550 meq/lを越えるものまで広範囲にある。上にのべたような本地域の地層のどれにもClを吸着する能力をもつ鉱物は含まれていないので，海水そのものが地層の中を通過して移動した時にそのCl濃度が低下したとは考えられない。他方 Mizukami (1977) による酸素同位体と水素同位体の研究の結果は，このトンネル海底部の湧水が海水と陸水との混合体であることを明らかにしている。水頭差によって地層の中の大小の割れ目・間隙を浸透流下して来る陸水は，海底部から浸透して来た海水と混合したと考えられる。破碎帯あるいは開口性の節理面などに沿っては海水は相対的に容易に且つ多量に浸透して来ているのであろう（第1図）。ここでは海水と陸水との間の密度差による海水の陸地部への大規模な浸透はあまり起こっていないらしい。本州側の斜坑におけるように主として節理の発達した安山岩より成るところでもCl濃度が海水そのものの程度まで上昇しているのはほぼ海岸線の直下あたりから海底部にかけての部分である。

掘削時の湧水のCl濃度は時を過ぎるに従って一般に上昇する。湧水量 (ℓ/min) が少ない時にはその上昇率は低いが、湧水量の増加がはげしい時はCl濃度もかなり急に上昇する。前者の場合には、比較的スムーズにCl濃度が上昇する場合のほかに、ステップ式に上昇・低下をしながら全体としてCl濃度が上昇することがある。それぞれは地層の中の水の浸透経路のあり方（連続型および非連続（または接続プール）型ともよんでもよいような）を反映しているであろう。

トンネル海底部の湧水の化学的特徴と、その原因：すでに述べたようにトンネル海底部における湧水は海底から来る海水と陸上部から来る陸水の混合体である。従って地層の中を通って来る間に地層を構成している岩石と何らの物質交換を主とする相互作用をしなければ、それらの湧水の化学成分は海水そのものか、海水と陸水との単純混合か、あるいは陸水そのものであるはずである（第2図のMW（陸水）とSW（海水）とを結ぶ線の上）。しかし青函トンネルの湧水の場合、海水・陸水混合体の大部分はモンモリロナイト性粘土鉱物との間の陽イオン交換作用、石膏の溶解作用および方解石の溶解・ドロマイト化作用によって、海底部の岩石との間にはげしい相互反応作用をおこなっている。その結果、トンネル内の湧水の大部分は第2図のMW-SW線からはずれて、その縦線の部分にプロットされる化学成分を示している。即ち、海水と陸水の単純無反応水に比べて、(1) Na 濃度が低下し、(2) K 濃度が低下して、(3) Ca 濃度が上昇し、(4) Mg 濃度が低下し、(5) SO_4 濃度が上昇している。これらの性質は湧水量 (ℓ/min または ton/min) と一般的にかなりよい関連を示している。即ち湧水量の低い湧水ほど第2図の矢印の方向に向った成分（Na, K, Mg が減り, Ca, SO_4 が増加している）をもっているのである。

湧水量のごく少ない例を第3図に示した。この図から $100 \ell/min$ 程度の湧水は、Cl 濃度の高低（即ち海水混合率の高低）の如何に関らず化学成分は海水-陸水の単純無反応混合体のそれに比べて極端に（第2図の各矢印の端付近まで）ずれていることがよくわかる。これらのような自然湧水量の非常に少ない湧水を滴下（Dripping）型と呼ぼう。湧水量の増加に伴い一般的に第2図の矢印の逆の方向に湧水の化学成分はシフトする。数 ton/min 以上の湧水は、ほぼ第2図のMW-SW線の上かそれに近く、多くの場合海水（SW）に近い所の成分をもっている。このような湧水を突出（Gushing）型と呼ぼう。滴下型と突出型との間のもは中間型（Intermediate type）あるいは流出型（Flushing type）と大まかによんでおく。

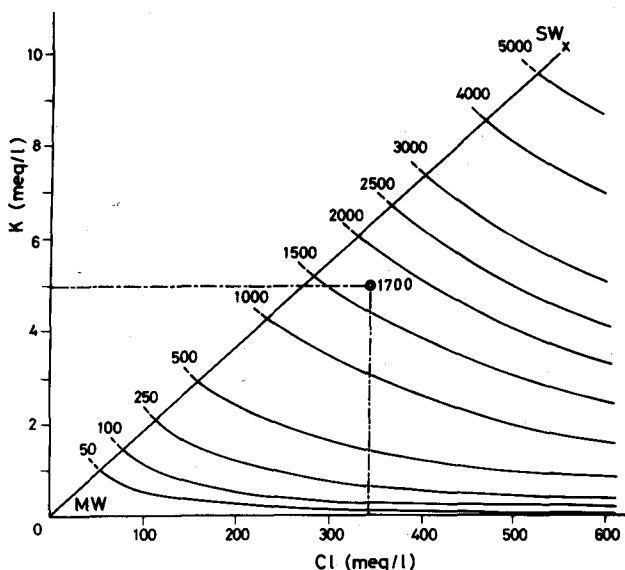


第3図。グリーンタフと反応した海水・陸水混合の湧水の化学成分の例。（ボーリング孔、HB-2, B-11, B-17, SB-4）

上に述べた岩石と海水・陸水混合体との間の「反応」のメカニズムについてはその概観は関(1976, 77), Seki ら(1980)を参照されたい。トンネル海底部の湧水の第2, 3図などに示したような化学的特徴をもたらした水・岩石相互作用は次の式で表わされる: (1) Ca モンモリロナイト(岩石) + $Na \cdot K$ (水) $\longrightarrow$ $Na \cdot K$ モンモリロナイト(岩石) + Ca (水), (2) 石膏(岩石)の分解溶脱 $\longrightarrow$ Ca (水) + SO_4 (水), (3) 方解石(岩石) + Mg (水) $\longrightarrow$ ドロマイト(岩石)。(1), (2)の反応は比較的短時間に進行し, 海水/陸水比が1/2程度の場合は数分, あるいは数時間の間にその反応の進行が実験的に確認される。しかし, 反応(3)の進行の速度は(1), (2)に比べるとかなり遅いらしい(Katz・Matthews, 1977)。

滴下型の湧水は, 地層の中をごくゆっくりと浸透して来たので地層の中の鉱物との間の上記反応が極めてよく行なわれたが, 突出型の水は地層の中のかなり開口性の割れ目または破碎帯をかなり早い速度で流れてトンネル内に圧出して来たので, 地層の中の鉱物との間に上記の反応が起こるとまがなかったと考えてよい。大まかに言って湧水量(l/min または ton/min)の程度は地層との間の地球化学的相互反応作用との間に次のような関係があると見てよい: (1) 滴下型 —— 完全反応あるいはそれに近い, (2) 中間型 —— 反応が不完全, (3) 突出型 —— 無反応あるいはそれに近い。この場合, 地層の中での海水・陸水混合水の反応の程度は, 同じ岩石であれば水/岩石比(あるいは単位量の水とそれが接解した岩石量または岩石面積との比率)および時間によってきまる。そして, 水/岩石比が小さく岩石との反応時間が長いということは混合水の浸透速度(あるいは流速)が低いということでもある。

KxCl 値: 海水あるいは海水・陸水混合体の Cl 濃度は, この地域のグリーントフの地層との間の反応によって, 全く変化しないから, 湧水の Cl 濃度は, 湧水の海水/陸水比を示しているといつてよい。 Na 濃度はグリーントフとの間の反応によって低下するが, その低下率は最大2/5程度にすぎない。 Na 濃度は Cl 濃度の著しく高い水(海水混合率の著しく高い水)では, グリーントフとの間の反応で殆んど低下せず, 逆に濃度の著しく低い水(陸水混合率の著しく高い水)では逆に上昇している。次に述べるような K 濃度と異なり, Na 濃度の低下率と湧水量との間には明らかな関連性を認めがたい。 K 濃度は Cl 濃度の全範囲にわたり, 岩石との間の反応によって低下し, 滴下水の場合は, その K は, 海水の場合でもゼロになる。 Ca 濃度は, グリーントフとの間の反応によって最大17倍位まで上昇する。しかし Cl 濃度が 500 meq/l 以上の場合はその上昇率が著しく低い。即ち, 海水そのものにおいては, グリーントフとの間の反応によって Ca 濃度の上昇が生じないのである。従って Cl 濃度によって海水であることがわかっていても Ca 濃度によってその浸透速度がどの程度であるか, 滴下型か, 突出型かあるいはその中間の型か判断できない。 Mg 濃度はグリーントフとの間の反応によって低下し, 滴下型の水の Mg 濃度は, Cl 濃度が 420 meq/l 以上の場合を除くとほとんどゼロに近い。しかし Cl 濃度 420 meq/l 以上の水の Mg 濃度の最大低下率は急に低くなり, Cl 濃度 550 meq/l 程度の海水の場合は(Ca の場合と同じく)地層中の浸透速度がいかに遅くとも, 殆んど Mg 濃度は変化しない。 SO_4 濃度は海水・陸水混合体がグリーントフ岩盤の中を移動する時に上昇するが, Cl 濃度が 500 meq/l あるいはそれに近い海水混合率の著しく高い水の場合は, 岩石との間の反応による SO_4 の上昇は殆んど起こらない。従って海水に近い水の場合, それがどのくらい浸透速度をもっているか SO_4 濃度によって判定できないのは Na , Ca , Mg の場合と同じである。以上の検討から, 海底部の海水・陸水混合の湧水の湧水量とその今後の見通し, あるいは湧水量(特に数10あるいは100 ton/min にも達する海水そのものの出水)の予知のための, 湧水の化学成分に関する最も有効な方法は湧水の K 濃度と Cl 濃度の測定と, その時間的・空間的解析であると考えられる。 Cl 濃度が湧水の中の海水混合率を示し, その時間的変化の解析が大出水の予知にとり必要であることは既に述べた。 K 濃度は海水・陸水混合水あるいは海水そのものと岩石との間の反応の進行程度のよい指示となり, それは水の地層中における移動速度あるいは水/岩石比の指示となることを意味する。ここで, 青函トンネル海底部における湧水の場合大出水の危険を予知する指数として, 単純に K 濃度(meq/l)と Cl 濃度(meq/l)を掛けた $K \times Cl$ 値を提案する。第4図は第2図Bに $K \times Cl$ 値の等値線を記入したものである。当然のこと乍ら K 濃度およ



第4図。

$K \times Cl$ 値。例えば、 K, Cl 濃度がそれぞれ 5, 340 meq/l の湧水の $K \times Cl$ 値は 1700 である。

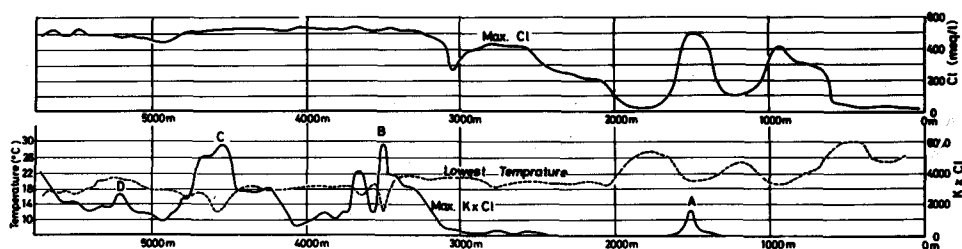
び／あるいは Cl 濃度の増加に伴って $K \times Cl$ 値は増加する。 $K \times Cl$ の最高の値は海水そのものの 5500 程度である。

$K \times Cl$ 値の有効性：第5図は北海道側作業坑の湧水の最高の Cl 濃度と $K \times Cl$ 値と最低水温の分布図である。これを北海道側作業坑のほぼ直下約 100 m の先進坑の同様の図を比べると両者の間に、特に $K \times Cl > 5000$ 以上の位置について、みごとな対応性がある。これは、両坑をほぼ垂直に貫き海底に達している、海水がかなり自由に浸透しうる一種の破碎帯の存在を示している。

紙面の都合で詳しく述べられないが、先進ボーリングから採取した湧水、坑壁あるいは切羽、切羽のさぐり削孔から採取した湧水の $K \times Cl$ 値、その位置的・空間的変化および時間的変化を丹念に解析することによって、切羽あるいは既設坑における海水そのものの突出（いわゆる異常出水）は（先進ボーリングおよび坑内掘削の進路の工程を考慮すると）おそらく少なくとも1週間前、時には1ヶ月前にあらかじめ知ることができることは間違いない。 Cl も K も、3人位のスタッフにより十分に整備された計器が用いられれば分析化学的には非常に測定が容易であり、短時間で精度のよいデータをとることができる。

$K \times Cl$ 値と同時に湧水の温度も予知の有効な手がかりとなるであろう。滴下型の水の水温は通常 20℃ 以上であり時には 30℃ にも達するが、突出型の湧水の水温は、海底部の海水の氷温に近い 12～15℃ である。

おわりに：湧水の $K \times Cl$ 値とその変化は青函トンネルにおける異常出水の予知方法としては大変有効な方法である。しかし、 $K \times Cl$ 値を含めた小論の湧水の解析結果は、他のどこの海底トンネルでもそのまま応用できるとは思われない。海水あるいは海水・陸水混合体というものの水の性質は同じでも、地層・岩石（地層・岩石を構成する鉱物群）が異なるとここで述べたものと全く違った水・岩石相互作用が起こるからである。四国・九州間を結ぶ豊予海底トンネルも計画されていると聞いているが、小論で述べた岩石化学的手法という基本的方向に沿って、そこの現地の各種の岩石の性格の把握とそれらを用いての各種の実験的研究をあらかじめ十分にしておくことが望ましい。中新世のグリーンタフではなく、中・古生層の中を掘削する豊予海底トンネルの場合でも、その異常出水予知に最も適した有効な（ $K \times Cl$ 値とは違った）化学的 Scheme が見出されるにちがいない。



第5図。北海道側作業坑の湧水の最大 Cl 濃度，最大 $K \times Cl$ 値および最低水温の分布。

m は全坑よりの分岐点からの距離。A, B, C, D は顕著な $K \times Cl$ 値のピーク。

(鉄道建設公団資料よりまとめたもの)

引用文献

- Katz, A. and A. Matthews, 1977: The dolomitization of $CaCO_3$: an experimental study at 252° - $295^\circ C$. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 41, pp. 297-308.
- Mizukami, M., H. Sakai and O. Matsubaya, 1977: Na-Ca-Cl- SO_4 type submarine formation waters at the Seikan Undersea Tunnel, Japan: Chemical and isotopic documentation and its interpretation. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 41, pp. 1201-1212.
- 関陽太郎, 1976: 青函トンネルの湧水の起源, 存在状態および化学成分範囲。埼玉大学工学部地盤水理実験施設年報, 2, pp 5-16。
- 関陽太郎, 1977: 青函トンネルにおける水・岩石相互作用。埼玉大学工学部地盤水理実験施設年報, 3, pp 5-13。
- Seki, Y., J. G. Liou, Y. Oki, F. W. Dickson, H. Sakai and T. Harano, 1980: Water-rock interaction at the Seikan Undersea Tunnel, Hokkaido-Honshu, Japan. National Science Foundation (NSF) Report (in press).