

破碎岩盤の水理解析に関する話題

小鯛 桂一 (環境地質部)
Keiichi KODAI

まえがき

最近筆者は地質調査所月報の中(第35巻 第9号 p.419—434)に“岩盤透水性のグラフ表示”と題して 粒状堆積岩 炭酸塩岩 多孔質火山岩 と結晶岩の各区分単位の岩盤の間隙率と透水性の相互の変化傾向(地質年代や深度的な相違によりある勾配をもつ対数的直線関係がある)について報告している。今回はこれら各種岩盤の破碎形態(方位 傾斜 割れ目幅とその密度 規則性や連続性など)の水理学的関係で重要と思われる幾つかの事項をピックアップし 技術的現状のトピックスを今後一層進展するであろう実際応用の見地から断片的にレビューする。

破碎の形成とその区分

岩盤中の間隙には岩盤成生に直接由来する一次的なものと そうでない二次的なものがある。一次的な間隙をもつ岩盤には砂岩や頁岩のような粒状堆積岩 ドロマイト質や魚卵状の炭酸塩岩 その他に多孔質の玄武岩がある。一方 二次的な間隙は褶曲 節理 断層による破碎の他に 化学的風化や溶解によっても生じる。地殻運動は褶曲 節理と断層をつくるが この際の収縮 引張り 剪断と振り応力は その応力場の相違による様々なかたちの岩盤破碎を生む。すなわち 均一圧縮による縦割れ 剪断による斜め割れ 塑性岩盤の剪断による多重破碎 引張りによる横割れなどである。我が国は変動帯に属し 地殻変動が激しいために 諸外国に比べ 断層や節理の数・規模が特に大きく 地殻構造的にも複雑な地域が多いと思われる。

破碎を体系的に区分すると大方次のようになる(STEARN and FREEDMAN, 1972)。

i) 地域全体の構造発達中に生じる直交的破碎

破碎角度は多くの場合最大主要応力に直角に生じるので 垂直破碎は水平破碎よりも一般的である(GRINGARTEN et al., 1975)。しかし摩擦係数の大きな岩盤で鈍角となる他 頁岩のような伸びや弾性変形の大きい岩盤で鋭角となる傾向がある(LOVERING, 1928)。

ii) 応力に関する幾つかのパターンをもつ断層に近接した破碎

破碎パターンは連続性 サイズ 幾何学 荒さ 組織的または非組織的構造および強度などに細分できる(FOOKES and DENNESS, 1969)。

iii) 岩盤の温度変化と乾燥に関係した破碎

前者は噴出後に冷却する間 熱収縮時の引張力で発達するもので 例としてよく知られている玄武岩や輝緑岩の柱状節理がある。

破碎とその深度の関係

節理に沿ってできた個々の割れ目は岩盤の自重圧力に関係して深度が大きいくほど閉じる傾向にある。節理形成のための応力は理論的にみて大深度まで及ぶとみられるが 実際上多くの節理は深度増大に伴って減少し 数百メートル程度の深さまでしか開口しない(JAHNG, 1943)。

したがって 透水性もこれと比例的に 深度増とともに減少するとみられる。SNOW (1968) はまた 深度増による透水性減少は多くの場合圧力増大による割れ目の閉鎖であり 割れ目本数の減少または割れ目間隔の粗大化によるものではないとしている。しかし他方で割れ目の閉鎖と同時に割れ目本数の減少または間隙の粗大化も生じるという説もあるようで もしそうであれば透水性は深度増とともにさらに急激に減少することが予想される。

表-1は破碎規模を考える際の一つの目安として DEERE (1964) CECIL (1970) と FOOKES and DENNESS (1969) が表わした節理の間隔と 割れ目幅および破碎面積それぞれの大小5つの区分法をまとめている。

岩盤物理表現用語の定義

実際の岩盤破碎は均一的 平行的 平面的でもなければ規則的 連続的でもない。以下は岩盤物性状態を表現する際に用いる等方性と異方性 均一性と不均一性 そして同質性と異質性の各定義について述べる。

第1表 節理の間隔と割れ目幅および破碎面積規模の区分

項目名	区分	区分					文 献
		非常に大	大	普通	小	非常に小	
節理間隔	cm	>300	300-100	100-30	30-5	<5	Deere (1964)
節理割れ目幅	mm	>5	5-0.5	0.5-0.1	0.1-0.01	<0.01	Cecil (1970)
破碎面積	cm ²	>10 ⁶	10 ⁶ -10 ⁴	10 ⁴ -10 ²	10 ² -1	<1	Fooks & Denness (1969)

i) 等方性 (isotropic) と異方性 (anisotropic)

割れ目の方位が等しいときこれを等方性があるといい方位が異なるとき異方性であるという。 破碎岩盤中の井戸揚水試験で 近くにある観測井の方が離れたところにある観測井よりも水位低下率が小さいことがままある。 これは明らかに岩盤破碎の異方性によるものである。 しかし破碎の密度分布が方位と無関係であることがわかれば等方性とみなせるし 割れ目方位が等方性であってもその間隔が位置的に異なれば異方性に近い状態になるであろう。

ii) 均一 (uniform) と不均一 (nonuniform)

岩盤のある物理的係数が全体的に一定のとき均一であるといい 分布性をもつとき不均一であるという。 同質 (次項で説明) の多孔質岩は全て均一性であると誤解されているむきもあるが それは一部の例外的地域だけにあてはまるにすぎず一般には任意の物理的係数が標準偏差値に大・少の差こそあるにせよ正規分布になる不均一性を示す。 破碎岩もまた一般に不均一性であるので全ての岩盤は一般に不均一性であると云える。 しかし破碎密度が高く 割れ目幅が一定で しかも方位が分布的な破碎岩の場合は均一性とみなせる。

iii) 同質 (homogeneous) と異質 (heterogeneous)

岩盤のある物理的係数が不変で単一モード (例えばA層の一種のみ) で表わせるときこれを同質であるという。 一方 大部分の破碎岩のように有孔な (全ての岩盤は微小な有孔性から多孔質性までの程度の差はあるが有孔性である) 岩盤ブロックとその間の破碎割れ目といった多重の間隙モードを考えると異質であるという。 しかし乱れた方位を伴う破碎岩は総和的に同質のようにふるまう場合もある。

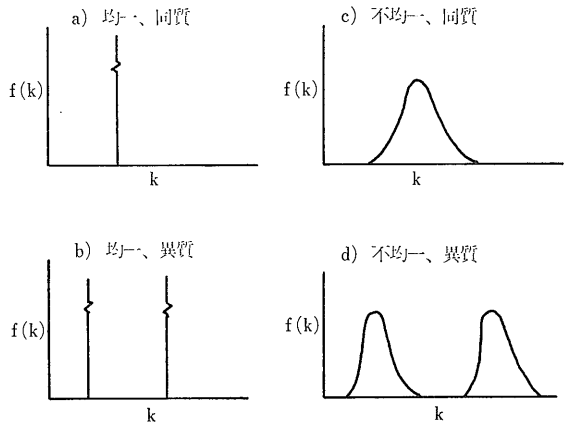
GREENKORN and KESSLER (1969) は均一・不均一と同質・異質の岩盤透水性の相互関係を 図示している (図一)

岩盤の透水性と間隙率の統計的傾向について

岩盤水理に関係した主要な物理係数である透水係数と間隙率の統計的一般傾向を把握することは岩盤の破碎状態を考える際の参考となる。

LAW (1944) を初めとして その後の BAKER (1955) WARREN and PRICE (1961) BENNION and GRIFFITHS (1966) など これまで多くの学者が砂岩や石灰岩などの多孔質堆積岩地域のコア室内試験や井戸での野外実験から 透水係数と間隙率の統計的分布調査を行っている。 これらによると 間隙率は普通正規分布であるのに対して 透水係数とこれに関連する透水量係数や比産出量は全て対数正規分布形をとる。

一方 岩盤破碎の間隙分布は一般に岩盤構造に関係する破碎の方位 様式 応力歴とサイズ規模に そしてまた応力の場所のおよび深度の相違に影響されるものやはり対数正規分布であることが SNOW (1970) によって確認されている。 これらの間隙は透水性だけでなく



第1図 均一性と同質性を定義するための透水性頻度分布 (GREENKORN and KESSLE ; 1969 による)

第2表 破碎岩盤の割れ目間隙率と透水性の関係

地 質	割れ目幅 mm	破碎間隙率 %	破碎透水性 ダルシー	文 献
Spraberry 砂岩	0.028	0.1	0.016	Elkins (1953)
Shnebelinsky砂岩	0.08—0.1	0.3—0.4	0.1—1	Smechow (1965)
各種の浅部堆積岩	0.05—0.0028	0.011	0.108	Snow (1968)

間隙率にももちろん関係する（破碎岩盤の場合は間隙率即透水性と比例する有効間隙率を意味する）ので 間隙率は多孔質堆積岩のそれと異り対数正規分布のかたちをとるものと云える。

破碎岩の幾何学的水理解析（平行平板間流理論）

岩盤中の破碎密度が非常に少さければ個々の破碎流を解析する必要があるし 岩盤の厚さに比べて破碎間隙の変化が少さければ平行平板間流理論を仮定できる。したがって 平行平板間流理論は方位的透水性に関する多くのモデルを考える上で最も現実的な解法であり 我が国でも土木工学方面で研究・応用がなされている。

平面 Poiseuille 流として知られる Navier-Stokes 式から LAMB (1932) は平行平板間の流量と透水性の関係式を初めに導びいた。多くの学者によるその後の研究は基本的にこれを受け継いでいるが当時は未だ一般性に欠けていた。LOMIZE (1947) はガラス平板を用いた水槽実験により節理の面積的不均一性と荒さを評価するための広範な透水実験を行った。ELKINS (1953) は均一交鎖破碎の平均開口に関する式を求めた。SNOW (1968) は単位距離間の節理の摩擦係数ならびにその数を含む透水係数算出式を求めた。LOUIS (1969) は破碎開口部壁面荒さを考慮した Lomize 式と類似した独自の実験式を開発すると同時に間隙と間隔の比を含む関係式を求めた。

近年 このような破碎岩中流体流の研究は カリフォルニア大学の調査プロジェクトグループ(WITHERSPOON, GALE, IWAI 他) によって著しく進展してきている。

平行平板破碎の実透水性 k_f ; [L²] 算出式は割れ目幅を $2b$ とすると次のようになる。

$$k_f = (2b)^2 / 12 \dots \dots \dots (1)$$

そして 流体の物理定数を考慮することで透水係数 K_f ; [L²・T⁻¹] 算出式に変換できる。

$$K_f = k_f (\rho \cdot g / \mu) \dots \dots \dots (2)$$

ここに ρ は流体密度 [M・L⁻³] g は重力加速度 [L・T⁻²] として μ は流体粘度 [M・L⁻¹・T⁻¹] である (実透水性の 0.987×10^{-8} cm² は透水係数の1ダルシーに相当する)。

表-2 は ELKINS (1953) SMECHOW (1965) と SNOW (1968) が夫々 破碎岩のコア室内実験から得た割れ目幅 間隙率と透水係数の値をまとめたものである。この表から 0.7 ミリ以下の小さな割れ目は 10⁻¹ オーダーの僅かな間隙率に相当するだけだが この程度のたった一本の割れ目でも透水係数は 100 ミリダルシー前後となり破碎岩盤ではごく普通の透水性を示すことが知れる。

また 平行平板破碎岩中流量は基本的に次式と関係する。

$$q = (2b)^3 / 12 \dots \dots \dots (3)$$

これは一般に流率の三割則と呼ばれる。

すなわち 単位水頭当りの流れが (2b)³ に依存するので開口部の僅かな変化は流れ場幾何学の他の変化を容易に支配することを意味する。この式の妥当性は IWAI (1976) による室内実験 から 最少開口幅 0.2μ (水分子径の約7倍) まで成立することが確認されている。

流量は式(3)とダルシー則との結合による次式から算出できる。

$$Q = \frac{2\pi(2b)^3 \rho g (h_w - h_e)}{12 \mu \ln(r_e/r_w)} \dots \dots \dots (4)$$

ここに h_w と h_e は井戸と外方 夫々の水頭 そして r_w と r_e は夫々の放射距離である。そしてまた

$$\frac{2\pi}{\ln(r_e/r_w)} \cdot \frac{\rho g}{12 \mu} = c \text{ と置くことにより式(4)は次の}$$

ように単純化できる

$$\frac{Q}{\Delta h} = C \cdot 2b^3 \dots \dots \dots (5)$$

WITHERSPOON et al. (1980)はこの式が破碎の開口・閉鎖によらず また 花崗岩 玄武岩などの岩種の相違と無関係に保たれるとしている。そしてこのことから三刺則が反復負荷の圧力や経路とは無関係に保たれるであろうことを推論した。そして平行平板概念からの偏差影響は1.04から1.65の範囲で変化する破碎係数 (f) で置き換えることのできる流れのみかけ変化によるものと結論した。

一方 NEUGIL and TRACY (1981) は平坦壁と多様な間隙の流体流を研究するために破碎の頻度分布を含めた Poiseuille 式に改良し平行平板間流式の拡張をはかった。

$$Q_f = LJ \frac{\gamma}{12\mu} \int_0^\infty (b + \theta)^3 f(b) db \dots \dots \dots (6)$$

ここに Lは破碎全長 Jは無次元の水頭勾配 γ は水の比重 [M・L⁻²・T⁻²] f(b)は一般化した間隙の無次元の頻度分布関数 そして θ は破碎の拡り量 [L] である。

なお我が国でも埼玉大学の渡辺邦夫・佐藤邦明の両教授を中心に 破碎開口部の壁面荒さやその分布性と透水係数の関係のシミュレーション研究などを行っている。

破碎岩の異質帯水層としての井戸水力学的様子

破碎岩中の流れは破碎間隙が分布的よりも一定のときまたは破碎方位が一定よりも分布的であるときを除くと全て異質媒体中の流れであるとみなせる。

古くは MASKAT (1937) が石灰岩帯水層中の線形流を確認したように 破碎岩中の地下水流は放射状よりもむしろ線形状であり 揚水による水位低下が揚水井からの半径の関数ではないので多孔質均一媒体のため標準揚水試験法 (前述のように多孔質堆積岩もまた不均一性であるが井戸水力学理論は均一と仮定して成り立っている) は適用できない。

破碎系の非定常流は一般に一次の間隙 (有孔) と二次の間隙 (破碎) の二重モデルにもとづいている。

BARENBLATT et al. (1960) は この二重間隙媒体の概念を初めに導びいた。すなわち 多数の不規則サイズの有孔ブロックとその間の破碎岩中流体の圧縮性を無視した場合の揚水による水位低下分布式を導いた。

二重媒体中での揚水試験における揚水の初期時の流れは破碎間隙中のみで生じる。そして有孔ブロックは破碎媒体中の流れの均一分布源として作用する。この水源効果は岩石マトリックスのち密さ故に破碎間隙流体応答よりも有孔中流体応答の方が遅くなり時間遅れを生じ

る。BOULTON (1968) は単位水面当りの孔ブロックからの遅れ容量を伴う被圧流の非平衡式を導いた。さらにその後 BOULTON and STRELTSOVA (1978) は不圧破碎帯水層中の流れ式を導びき 詳細に解析している。すなわち 揚水試験の時間一水位低下の曲線中 一般に非常に短時間でおわる初期部は二重間隙の弾性応答を表わし 帯水層の貯留情報を与える。そしてそれ以後の部分は全体の不圧透水性と境界条件の影響を表わし 低い透水性の帯水層ほど水位が安定するまでの時間は大きくなることを理論的に説明している。

文 献

Baker, W. G. (1955) Flow in fissured formations. *Proc. Word Pet. Congr., 4th Roma Sect II*, p.379-393.

Barenblatt, G. I., Zheltov, Iu. P. and Kochina, I. N. (1960) Basic concepts in the theory of seepage of homogeneous liquids in fractured rocks. *J. Appl. Math & Mech.*, 24(5), p. 1286-1303.

Bennion, D. W. and Griffiths, J. C. (1966) A stochastic model for predicting variations in reservoir rock properties. *SPE Jour.*, 6(2), p.9-16.

Boulton, D. W. and Streltsova, T. D. (1978) Unsteady flow to a pumped well in an unconfined fissured aquifer. *J. Hydrol.*, 37, p. 349-363.

Cecil, O. S. (1970) Correlations of rockbolts. *PhD. Thesis Univ. of Illinois Urbana.*

Deere, D. V. (1964) Technical description of rock cores for engineering purpose. *Rock Mech. Engng.*, 1/1, p. 17-22.

Elkins, L. F. (1953) Reservoir performance and well spacing spraberry trend area field of West Texas. *Trans. AIME*, 198, p. 177-196.

Fookes, P. G. and Denness, B. (1969) Observational studies on fissure patterns in Cretaceous sediment of South-East England. *Geotechnique*, 19(4), p. 453-477.

Friedman, M. (1975) Fracture in rock. *Rock Geophys. Space Phys.*, 13(3) p. 352-358.

Greencorn, R. A. and Kessler, D. P. (1969) Dispersion in heterogeneous media. *Ind. Eng. Chem.*, 61, 14p.

Gringarten, A. C., Ranay, H. J. Jr. and Ragkaran, R. (1975) Applied pressure analysis for fractured well. *JPT*, 27(7), p. 887-892.

Huitt, J. L. (1956) Fluid flow in simulated fractures. *AICHE Jour.*, 2, 259. p.

Iwai, K. (1976) Fundamental studies of fluid flow through a single fracture. *PhD. Thesis, Univ. of Calif., Berkeley*, 208p.

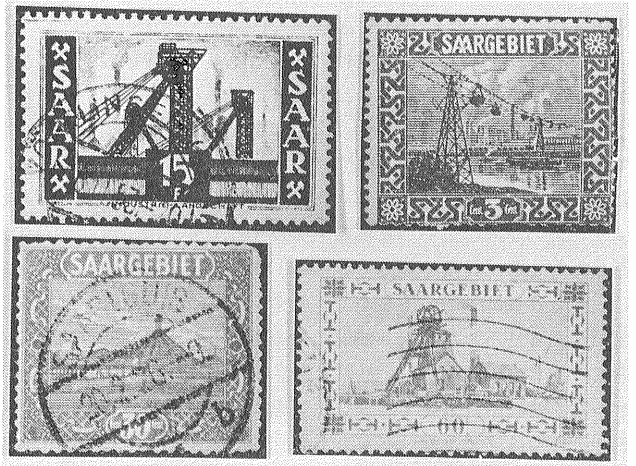
Jahns, R. H. (1943) Sheet structure in granite, its origin and use as a measure of glacial erosion in New England. *J. Geol.*, 51, p. 76-98.

Lamb, H. (1932) *Hydrodynamics*, 4th edition. *Cambri-*

- dge Univ. Press, 783p.
- Law, J. Jr. (1944) A statistical approach to the interstitial heterogeneity of sand reservoirs. *Trans. AIME*, 155, p. 202-222.
- Lomize, G. M. (1947) Water movement in fractures. Akad. Nauk. Arm. SSR, Erevan.
- Loving, T. S. (1928) The fracture of incompetent beds. *J. Geol.*, 36, p. 709-717.
- Louis, C. (1969) A study of groundwater flow in jointed rock and its influence on the stability of rock masses. *Rock Mech. Res. Rep.*, 10, 90p.
- Muskat, M. (1937) The flow of homogeneous fluids through porous media. *McGraw-Hill*, 419p.
- Neuzil, C. E. and Tracy, J. V. (1981) Flow through fracture. *Water Resources Res.*, 17(1), p. 191-199.
- Smecow, E. M. (1965) Advances in fractured oil and gas reservoirs development. *Proc. UNIGRI*, no. 242.
- Snow, D. T. (1968) Rock fracture spacings, openings, and porosities. *J. Soil & Found. Div.*, 94, p. 73-91.
- (1970) The frequency and apertures of fractures in rock. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 7, p. 23-40.
- Stearn, D. W. and Friedman, M. (1972) Reservoirs in fractured rock. *Mem. Am. Assoc. pet. Geol.*, p. 82-106.
- Warren, J. E. and Price, H. S. (1961) Flox in heterogeneous porous media. *SPE Jour.*, Sep., p. 153-169.
- Witherspoon, P. A., Wang, J. S. Y., Iwai, K. and Gale, J. E. (1980) Validity of cubic law for fluid flow in a deformable rock fracture. *Water resources Res.*, 16(6), p. 1016-1024.

〰〰〰 地学と切手 〰〰〰

ドイツ
ザール炭田の
切手



P.Q

西ドイツには現在672億トンの無煙炭と瀝青炭 630億トンの褐炭が埋蔵されていると云われる。これを産地別にみると ルール地域が圧倒的に多く ベルギー・オランダの国境近くのアール地域からが僅かで フランスとの国境近くにあるザールは埋蔵量28億トンといわれる。ザールはその位置と資源の故に ドイツとフランスとの間に永年の争奪の的となって来た。

ザールはドイツ・フランスの国境でルクセンブルグの南東にあって 面積約1,000平方マイル 人口約150万である。第1次大戦の結果 1920年から35年まで国際連合の管理下にあり その後ドイツに返還された。第2次世界大戦にはフランスにより占領され 48年にはフラ

ンス保護領となり 1957年1月1日に西ドイツ(ドイツ連邦共和国)に返還された。この間1959年までザールの切手が発行された。

前後2回の間を通じ炭鉱または炭鉱夫を主題としたものが とくに前半に多い。

ザール炭田はフランスのロートリンゲン炭田と連続しており 東西80km 南北12-20kmの細長い範囲を示しドイツ側450km² フランス側290km²である。挟炭層は内陸性の堆積を示し 上部石炭系と二疊系下部に含まれる。炭層の厚さは40mに及ぶが炭質は非粘結性で灰分に富む。