

岩盤と地質構造

とく やま
徳 山あきら
明*

1. はじめに

岩石や地層は褶曲や断層などの変形作用を受けて、固化したり、また時には逆に劣化することがある。岩石の固さや緻密さの度合は、一般には変形の際にどの位の大きさの封圧（埋没深度＋構造圧）を受けたかによって左右されるから、同じような岩質の地層が卓越している場合には、固い岩盤は下部の地層が分布する背斜軸部に存在することになる。岩盤の良し悪しと地質構造とはこのように密接な関係があるから、岩盤の調査に当たっては断層や破碎帯による局所的な劣化条件を調べるばかりでなく、広域的な地質構造の把握が必要なることもある。

日本列島は中生代の三畳紀以来、新生代の鮮新統までの間に少なくとも5回の褶曲運動を受けてその背骨ができあがっており、いわゆる中・古生層の基盤岩の露出している地域では、ほとんどの所でこのような褶曲作用の影響を受けているといつて良い。このような地域でダムサイトを選定するような場合には、ダイサイト予定地域の地層や岩質を詳しく調べるのみでなく、そこを中心とする広域の褶曲構造を把握することにより、より効果的に良い岩盤の地域を選定することができる場合もある¹⁾。変形の様式や地質構造が複雑なために、当該サイト近傍の地質のみでは十分に理解できない場合にも、広域の地質構造がわかれば解明できることもある。岩盤の良し悪しを考える場合には、このように、局所的な構造要素ばかりでなく、広域的な地質構造も考える必要がある。以下に地質構造との関連において、岩盤の性質を考えて見よう。

2. 褶曲作用と岩盤の固化

褶曲作用の原因となる外力は、プレートテクトニクスの考え方で説明されるように、太平洋側から日本列島の下にプレートがもぐり込む力であると考えられるが、そのような根源的な外力はさて置いて、岩石が褶曲作用の変形を受けている場合には、その岩石が埋没していた所の深さの埋没圧と、それに数倍の水平的な構造圧とを受けていたことになる。この水平的な構造圧または偏差応力の大きさによって岩石や地層の変形が生ずるが、岩石はその全圧力（封圧）の大きさに応じて圧密を受け、その空隙比が减小し、

かさの减小分だけ密度が大きくなる。この場合石英や長石など、岩石を構成している鉱物粒子そのものの密度には変化はない。しかし、封圧と温度とがある程度以上に大きくなった場合には、その圧力・温度条件と調和的な新しい相の鉱物組合わせが生じて、いわゆる変成岩となる。このような場合には原岩に比して、岩石そのものの密度が大きくなり、岩石は緻密になる。しかし同じ大きさの封圧の場合にも、構造圧が著しく大きい場合には、変形が生じ、構成粒子の回転や流動による片理を生じ、岩石は割れやすくなったりはげやすくなったりすることもある。

2.1 褶曲帯における変形様式の変化

褶曲帯は、厚さ数キロメートルに及ぶ堆積層が側方からの構造圧を受けて固化した地域を指すが、褶曲により堆積の側方の幅が縮少し、地層の厚さは拡大されたと思われる。この場合、変形時の埋没深度によって変形の様式が変化するので、一つの褶曲帯の中では深度の浅い地層から深い地層にかけて、褶曲の形は次のように変化する^{1),2),3)}。

地表から2～3km程度の浅い地層では、層理面に沿うずれやすべりが卓越し、同心円状の円弧を重ねたような曲げ褶曲が形成される。この下の2～7kmの深さの中深度の地層では、封圧が増加することにより、水平方向の偏圧により、地層面とは斜交する方向のせん断面ができ、それをもとにして発達した、軸面にはほぼ平行な細かい割れ目（スレート劈開）が発達し、非対称の形のせん断褶曲が形成される。この中深度では、また、レンズ褶曲といわれるやや異なった変形が発達することがある。ここでは割れ目はスレート劈開のように細かく平行な規則的割れ目ではなく、一組の斜交する共役の割れ目（せん断面）が発達し、それにより、断面ではレンズ状の形の岩体を重ねたように見える。この変形は西南日本外帯の秩父帯や四万十帯で良く見られる。褶曲の形はせん断褶曲のように非対称であるが、形状は同形ではなく、同心円状褶曲に近い。レンズ褶曲の場合には、典型的なせん断褶曲の場合に比べて側方からの構造圧が大きいと考えられ、したがって、より激しく、変形速度のより大きな変形様式を代表していると思われる^{2),3)}。しかし、地層と斜交し、褶曲軸面に平行またはそれに近い割れ目を伴う変形という意味では、せん断褶曲と同じように中深度を代表する褶曲様式である³⁾。

さらに封圧の大きい、深度7～8kmより下部では、粒子

*兵庫教育大学教授

論 説

の流動による変形が卓越し、上の二つの様式の褶曲とは異なり、波長に比べ波高の著しく大きい流れ褶曲が形成される。圧力・温度の条件が変成帯の領域に達している場合が多く、岩石は結晶片岩になっていることが多い。

このような褶曲帯の上から下への褶曲様式の段階的変化の重なりを構造階層として表現するが、この構造階層の違いは、主として埋没深度や温度等の条件の違いによる、変形の流動性の違い等によって生じたものであるが、1回の同時の褶曲運動によって生じたものである。したがって同じ一つの褶曲帯の中で、背斜部の下地層の露出する地域には流れ褶曲が、また、向斜部の上地層の露出する地域では曲げ褶曲が発達することがある。このような具体的な漸移関係は日本の牡鹿半島や外帯の褶曲構造の解析によってはじめて明らかにされた事柄であり¹⁾、ドイツのパリスカンやアルプスの褶曲帯でも同じような階層があることが明らかにされた²⁾。

2.2 褶曲帯の構造階層と岩盤の固化

褶曲帯の構造階層といえ、大変に規模の大きな事であり、ダムサイトや構造物の基礎等という具体的な小さな箇所の岩盤とは一見無縁で迂遠な話に聞こえるかも知れない。しかし、岩盤がどの程度固化しているか、またそこにどのような割れ目が発達し、更に、その岩盤が方向によりどのように耐久度が異なるか（異方性）等、土木工事にとっての重要な要素は、いずれも構造階層とのかかわりがあり、当該サイトの岩層がどのような構造階層の変形様式を受けているかを解析することによって、これらが一度に解明される場合が多い³⁾。

褶曲に伴う岩石固化の度合は、岩石の密度によって知ることができるが、密度変化は弾性波の変化とも調和的であり、岩盤の特性を示す最も基本的な物理量である。ここではどこにでもある砂岩の密度変化について考えて見よう。砂岩は普遍的に分布しており、また密度の測定も容易である。また、砂岩の密度は変化しやすいので、密度変化と褶曲帯中の深さとの対応がつけば、砂岩の密度をスタンダードにして、その付近の砂岩試料の密度により、その付近の岩盤全体の性質を知る手がかりが得られる。

砂は海、河川、扇状地、湖、砂漠等あらゆる環境で堆積している。海岸などの未固化の砂では全体積の1/2程度までが空隙である。その密度は、したがって1.3~1.5 g/cm³である。この砂が地下1~2km程度に埋没され、圧密を受けると空隙は1/3となり、密度は1.8~2.0 g/cm³となる。砂岩層は、褶曲を受けるまでは、この程度の密度を有していたと思われる。これらが一度褶曲を受けると、中深度の階層では、密度は埋没深度や変形様式によっても異なるが2.4~2.7 g/cm³位になる。

せん断褶曲の場合には、砂の粒子の長軸が褶曲軸面と平行になるように配列換えを行う。埋没深度が約7km程度で、配列換えが完全になると、空隙はなくなり、密度は2.7 g/

cm³になる。その中間では、褶曲軸部で配列換えが最も進み、密度は最大(2.65 g/cm³)になる。この褶曲では密度は翼部に向かい小さくなり、背斜軸と隣の向斜軸との間で最小(2.4 g/cm³)になる¹⁾。曲げ褶曲の場合、一つの褶曲層では、外側部では翼部より軸部の密度が小さく、逆に、内側層では軸部の方が密度が大きい。また中間層では密度の変化はない。レンズ褶曲では、密度変化はせん断褶曲の浅い型の変化と似ている。しかし粒子の配列のし方は、軸部でも完全な平行配列にはならないで、砂の粒子は衝突により貫入して凹凸接触となったり、粒子の結晶にひずみを生じ、波状消光を示したり、ゆがむこともある。この場合空隙は全く無くなることはなく、密度は2.67 g/cm³以上にはならない²⁾。

深部階層の結晶片岩では、封圧の大きさによって異なるが、ふつうの緑色片岩の程度の変成度では、石英や長石は変化しないから、砂岩や礫岩源の結晶片岩では、粒子や礫が延びたり扁平になり強い変形は受けているが、密度は2.71 g/cm³程度にしかない。しかし高圧力条件での変成岩では、例えば長石がヒスイ-石英相に変化するような青色片岩相の場合には砂岩源の変成岩の密度は2.9~3.1 g/cm³位のこともある。カリフォルニアのフランシスカン帯のパチェコ峠の露頭では、花崗岩礫の組織がそのまま残っており、形もほとんど変化していないように見え、つまりほとんど変形を受けていないが、鉱物相はヒスイ-石英相に変わっており、密度が3.1 g/cm³であった。変形作用と変成作用との違いをはっきり示す好例である。

2.3 割れ目の発達と構造階層

地層や岩石には、褶曲作用に伴い、割れ目や片理が形成される。一般に、深部階層でゆっくりと変形した場合には、粒子の流動に伴う片理面は発達していても、面は密着しているので均質性が保たれる。せん断褶曲の階層のスレート劈開の場合、スレートの試料では、弾性波伝播の速度や強度に異方性がある。スレート劈開と平行の方向では6.5~5.5 km/sの速度が測定されるが、これに垂直な方向では4.5~4.0 km/sである。このようなサンプルでは劈開に平行な方向に割れやすいが、新鮮岩盤では非常に緻密かつ均質である。スレート劈開はイライト等の微小粘土鉱物が平行に配列して生じている。新鮮岩ではこの劈開面は密着しているが、風化を受けると地下水が通りやすくなり、その部分が溶脱を受けて割れ目が開き、異方性が強まると共に、垂直方向での強度は著しく低下する。斜面クリープが起こるとかぎ形に折れ曲がる。

同じ中深度階層のレンズ褶曲の場合には、砂岩が菱形またはレンズ状破碎岩の集積のようになるので、個々のレンズの試料としては緻密でも、岩盤としては割れ目のために異方性が強い。この場合でも深部の地層、したがって背斜軸部など、では粒子の流動により、破断の割れ目が接着される効果を示すので、岩盤は良くなる。このような地域で

は背斜軸部の発見が重要である。

曲げ褶曲が卓越する場合、層理面に沿うすべりがあり、その割れ目、したがって層理面等が小間隔であると岩盤にはすべり面が多くなり状態は悪い。同心円状褶曲では、外側は広く曲率の大きい褶曲で割れ目も少ないが、内側ほど曲率は小さくなり、軸部では尖ったくさび状褶曲となる。したがって、この褶曲層の上の方では広い箱型背斜褶曲と尖ったくさび状向斜が水平に並ぶことになる。一方、褶曲層の下の部分では逆に広い箱型背斜の下が尖り背斜となり、尖り向斜の下が広い舟底型向斜となる。また、中間部ではどこでも地層は急斜していることになる。このような所を調査していると、尖った背斜や向斜軸部は地層のじょう乱も激しく、断層破碎帯と間違えている場合も多い。同心円状褶曲では、一つの褶曲に参加する地層の厚さはその褶曲の波長によってきまる。すなわち、一つの褶曲に参加している地層の厚さは1波長、またはそれよりやや大きいくらいである。この上と下とはまた別の褶曲層が形成され、ほぼ一定の厚さごとに、規則的に褶曲層が繰返し、褶曲層-平行層-褶曲層というように重なっていることが多い。このように建物の階層を重ねたような構造のため二階建褶曲という⁴⁾。層状チャートや縞状の凝灰岩層の露頭ではこのような褶曲を良く見るが、この二階建の階層間には平行層がなくすべり帯が挟在することが多い。このすべり帯も破碎帯と見なされることが多いが、これはその褶曲層の包絡面または褶曲波面を表しており、大きな構造を知る上で重要である。ダム等の基盤調査では、このような水平のすべり帯が特に問題となる場合があり、大きな構造の把握が必要となる。

このように、褶曲層の割れ目等の構造要素は褶曲階層とも密接な関連性を持ち、かつ、岩盤の性状、特に強度や、支持岩盤としての耐久力の異方性に大きな影響を与えるので、これらの解析は非常に重要である。

3. 断層、破碎帯と岩盤の劣化

断層や破碎帯があると、岩盤は劣化しているので注意が必要であるが、その変形のし方は前述の褶曲帯の構造階層と類似しており、封圧の大きい深部では粒子の細かい流動が卓越し、封圧の小さい地表付近では破断の割れ目が多い。

大きな断層帯では、深部で形成された部分にはミロナイトのような圧碎・流動組織が発達し、非常に緻密かつ堅牢である。中深度では断層面の両側に引きずり構造があり、引きずられた地層や岩石には、褶曲の中深度階層と同じような粒子の配列換えが見られる。また、スレート劈開様の割れ目が発達することもある。封圧が大きい場合には、断層面沿いのずれはあっても、面は密着していて、岩盤への影響はほとんどないと考えて良い。

断層が浅い所で形成されると、封圧が小さいために、せん断面や展張割れ目が開き、また、このような小さな割れ

目が密に分布する、いわゆる破碎帯では岩盤劣化が著しい。ふつうにいう断層粘土は断層面に挟在する細粒の部分を目指す、後の熱水等の影響を受けていない所では、粘土鉱物はほとんど含まれていない。X線回折では大部分が長石や石英の粉末であり、断層面沿いの砂岩等が磨滅されてきたものである。この状態ではこの細粒部はすべることではないが、このような割れ目は熱水等の通路となりやすいので、その熱水的作用により粘土ができると、この部分がすべりやすくなる。

フォッサマグナやフィリピン断層、ボルネオのキナバル断層等の100 km~500 kmの変位をもつような大規模な横ずれ断層帯では、古期に形成されたと思われる深い断層から、いわゆる活断層の新しく動いた面まで、種々の階層の断層帯を観察することができる⁵⁾。形成された時期が古いほど、浸食される量も多くなるので、一般に、深い変形を示す断層は古期に形成されたと考えられ、逆に浅い変形は新期の動きを示していることになる。

断層は線またはリニアメントとしてとらえられることが多いが、横ずれ断層は広域的な広がりをもつブロックの面的変形としてとらえられるべきである。変位量の大きい、数少ない断層によって地域的なひずみが解消されている場合もあるが、小さな共役の断層群が「餅網状」に面的に広く分布し、せん断面としての断層のほか、展張割れ目も形成され、ひずみが岩盤全体に面的に及んでいることも多いからである。このことは1974年と78年の2回の伊豆半島付近の地震や1978年の北イタリア・フリウリの地震の際の小断層の分布域や、被害の大きい、いわゆる震源域での光波測定の測定結果からも明らかである⁶⁾。

このような面的広がりをもつ断層帯では、基盤岩がモザイク状のブロックになっていることがある。フォッサマグナは水平の変位量が100 km以上もある大きな横ずれ断層と考えられるが、ここでは断層西側の引きずり帯の幅も60 kmに及んでいて、四万十帯や瀬戸川帯の褶曲軸が弓なりにそって曲っていることから、引きずり帯に小さな割れ目がたくさん入っていることがわかる。1976年や1978年の地震を生じた伊豆半島は東側の引きずり帯の中に入っているモザイク状岩盤の地域である。ボルネオのキナバル断層は変位量200~300 kmの大横ずれ断層であるが、ここでは引きずり帯の幅は100 km以上にも及び、全域に細かい割れ目が入り、断層帯全体がせん断褶曲状にずれ動いているように見える。

一方、岐阜県の根尾谷断層は水平変位が5 km程度の横ずれ断層であるが、この断層の両側には引きずり帯はなく、断層帯そのものの幅もせまい。濃尾地震のような大地震の場合でも、一度の地震による変位量はせいぜい数メートルであるから、この断層の5 kmの変位となるには、濃尾地震のような大地震が1000回以上繰返していたことになる。同じ断層面沿いに、弾性反発的に変動したと考えられる。

論 説

この場合断層面の両側のブロックは大きな一枚板的な堅牢な岩盤から成っていると考えられる。断層をはさむ両側で、中・古生層の褶曲軸は直線的かつ平行であり、引きずり帯がないのが特徴的である。

このようにして考えると、一見不規則に見える断層破碎帯等でも、封圧の違いによる変形様式の違いがあり、それらを解析してゆくと、割れ目の発達のし方は非常に規則的である。

岩盤は褶曲や断層運動などの変形を受けて固化したり、また劣化することもある。その岩盤がどのような変形の過程を経て現在に至っているかは、その地域の地質構造の解析によって明らかとなる。ダムや構造物の基礎の岩盤を調査するときには、当該のせまい範囲の地質や構造だけでは変形の経緯まではわからないことが多い。このような場合でも、周辺の広域の地質構造の解析によって当該の地域の岩盤が解明されることも多い。広域的な調査の必要性を強調し、擱筆する。

引 用 文 献

- 1) 徳山 明: *Faltungsstockwerke in der Ojikaalbinsel Nordostjapans, Sc. Papers, Coll. Gen. Educ., Univ. Tokyo, Vol. 15*, pp. 217~236, 1965.
- 2) 徳山 明: *Über den Faltenbau der mittlerern Chichibu-zone im Sakuradani-Gebiet Ostshikoku, mit besonderen Berücksichtigungen des Unterschiedes in Faltungsstockwerk zwischen Nordost und Südwestflügel der Sakawa-Faltenzone in Japan, Ibid. Vol. 18*, pp. 65~98, Taf. 1~4, 1968.
- 3) 徳山 明: 中深度の地層の変形機構, *地質学雑誌*, Vol. 77, No. 5, pp. 279~287, pl. 1, 1971.
- 4) 徳山 明: 静岡地域の基盤地質構造の問題点(I), *静大教育*, 研究報告, No. 23, pp. 67~86, 1972.
- 5) 徳山 明・半田孝司: フォッサマグナの基盤構造と現在の地殻運動, *地学雑誌*, Vol. 87, pp. 68~81, 1978.
- 6) 徳山 明・吉田鎮男: Preliminary report on the anisotropy of thermal conductivity in several types of deformed rocks, *Rept. Fac. Sc. Univ. Shizuoka, Vol. 13*, pp. 113~126, 1979.
- 7) 徳山 明: 褶曲帯の構造, *ダム技術*, Vol. 2, No. 1, pp. 22~32, 1984.

(原稿受理 1987.2.23)