

日本中・古生界の変貌(2)

佐藤 正¹⁾

ここ10年あまりの間に日本の“古生層”の多くがジュラ系に若返った。地層の若返りは、基質である泥質岩の中から見つかる放射虫の化石によってこれまで時代未詳とされていた地層が実はジュラ系（一部白亜紀初期をふくむ）だということが分かったからで、これは新たな示準化石の発見という地質学の進歩の一環であった。ところが、そういう基質の中には三疊紀のチャートや、古生代の石灰岩などのように、時代がもっと古く、岩質も全く違う岩体が一見正常な層序の一員のような形で含まれていることが詳細な年代決定で確実にされた。こうして問題は単に地層の年代の訂正にとどまらず、野外で決められた層序とは一体何かという根本的な疑問に発展した。これは、いわば地質学内部から起きた変革ともいべき事件であった。このあたりの事情を、前回は八溝山地や足尾山地の実例に即して振り返ってみた。

異地性岩体の介在

茨城県七会村花香月山の例はその典型的なものの一つである。ジュラ紀後期の泥質あるいは砂質の地層の間に、三疊紀後期、ジュラ紀前期、ジュラ紀中期の頁岩やチャートが普通の層序の一員のようにして挟みこまれている。こういう古い時代の岩体は明らかに異地性岩体である。こういういろんな種類、いろんな時代の岩体を礫として含む乱雑堆積物は、しばしばオリストストロームと呼ばれる。すべるといふ意味のオリストマイという言葉と、層の意味のストロームの合成語である。中に入っている異地性岩体はオリストリスという。オリストストロームは、イタリアの第三系でよく調べられており、そのテクトニックな背景もよく分かっている。しかし、日本のジュラ系のそれはまだ詳しい成因や堆積のプロセスが充分には分かっていない。

こういう堆積物がどうやってできたかは、非常に興味のある問題である。それと同時に、構成堆積物の種類や産状から当時の古地理の復原がある程度でき、ひいては当時のテクトニックな背景が分かる可能性がある。ここ

ではジュラ系のこういう異地性岩体がどうやって移動し、定着したかを知るための手がかりを探してみよう。

花香月山のセクション（前回の第13図）では、チャートとその上下の地層の内部をほとんど単層ごとに精密に年代決定をした。その結果、累重の順序はジュラ系中部—三疊系上部—ジュラ系下部となっており、それが全部ジュラ系上部の地層の中に挟まれた格好になっている。このうちチャートは三疊系上部とジュラ系下部で、時代は普通の順番になっているが、その間には小規模ながらすべり面があることを述べた。チャートを挟む層序の全体は、その堆積構造などの解析から、shore face から offshore にいたる sand bar complex-offshore mud の堆積物で、中に含まれているチャートとは明らかに堆積環境が違う（Masuda et al., 1980）。

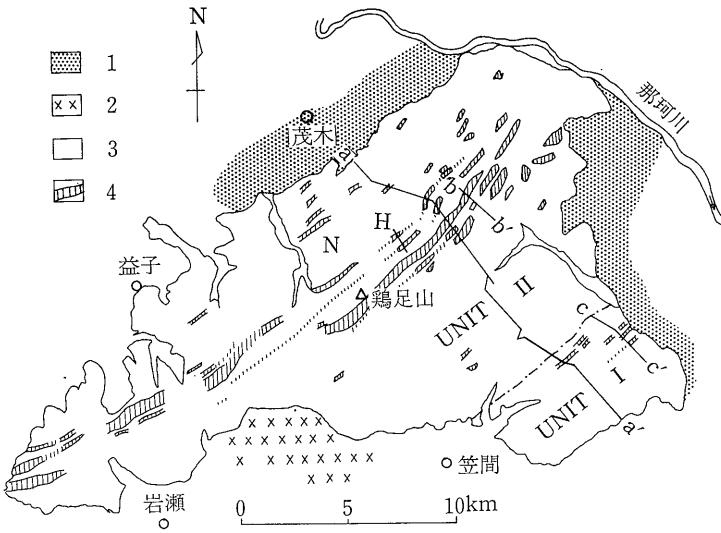
この例を私は1987年の8月末に中国北京でテクトニクスの学会があった時に話したら、フロアーからアメリカ人が、それは detachment faults で説明できないかという質問をした。アメリカの西海岸では基底で分離して（デコルマン décollement をして）何マイルも移動する現象を detachment faults と呼んで処理しているが、それは地すべりとよく似たメカニズムであり、両者の差異は明瞭ではない。日本の場合が detachment faults によってできた可能性はないわけではないが、以下に述べるように、それとは違うメカニズムを考えないと説明のつかない事実がある。

花香月山セクションのチャート

この上部ジュラ系中の異地性岩本チャートは、その内部に順序がばらばらで三疊系上部、ジュラ系下部、ジュラ系中部の部分が含まれていて、一枚の単純な単層ではない。それはどこかから移動してきてここに定着したことは確かだが、一体になって動いて来たのではない。チャートをみるとわれわれはどうしても薄い板のような地層だと思ってしまい勝ちであり、ここでも一枚の厚さ20mほどの地層のように考えてしまうが、本当に薄い地層

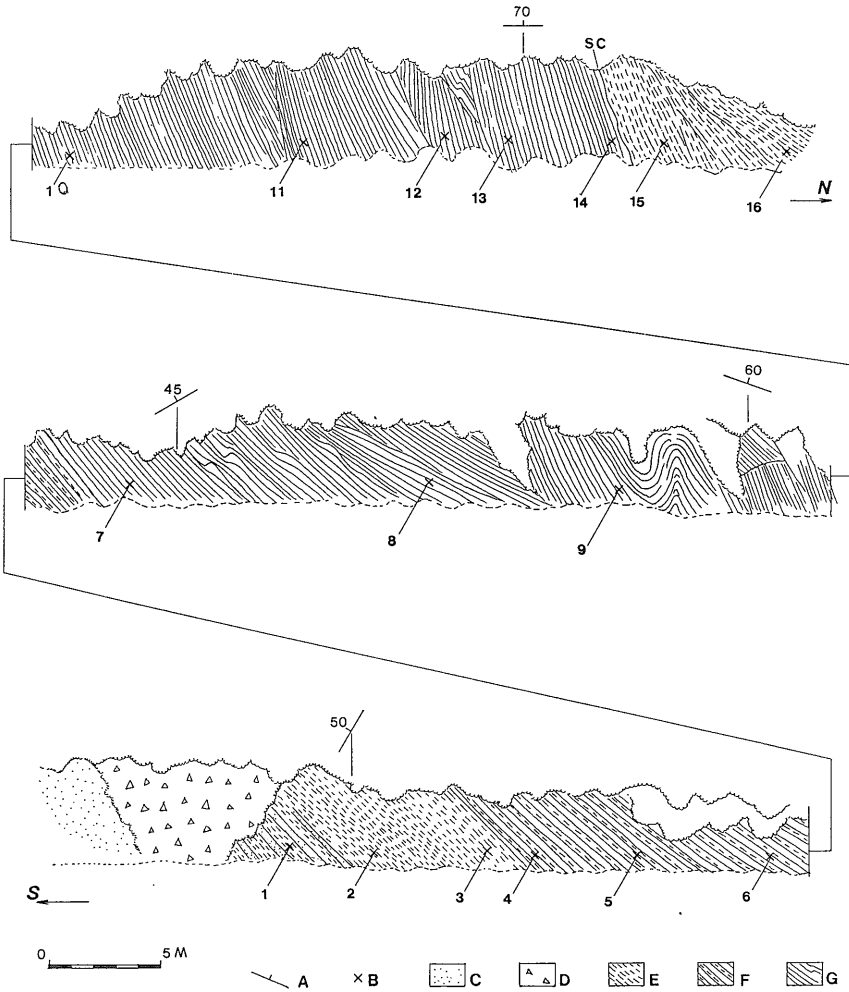
1) 元筑波大学地球科学系：〒270-01 千葉県流山市東初石 3-126-55-403

キーワード：ジュラ系, 異地性岩体, 地すべり



第1図

鶏足山地のチャートの分布(佐藤ほか, 1987).
チャート層の多くはぶつぶつに切れていて、
連続性が悪いことに注意. 1 第三系, 2 花崗
岩類, 3 チャート以外のジュラ系, 4 チャー
ト. H 花香月山のセクション, N 並柳のセク
ション. その他の記号はセクションの位置
(ここには掲載せず).



第2図

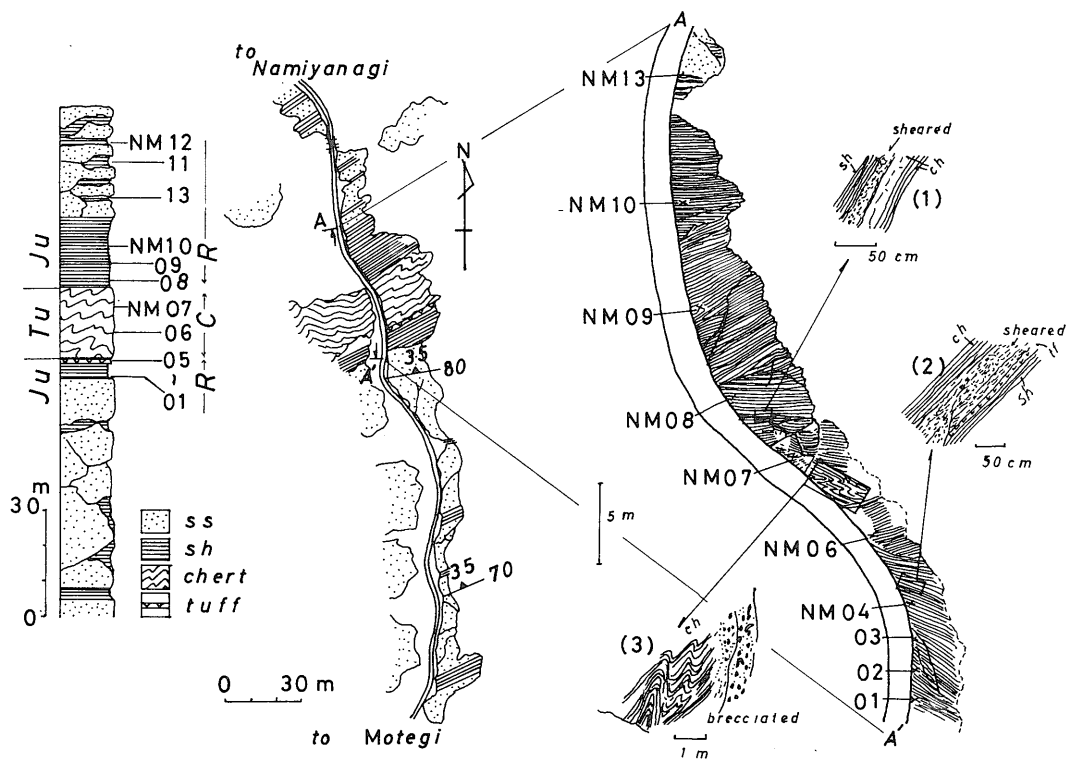
茨城県七会村花香月山セク
ションのうち、チャート層とそ
の上下部分を拡大したスケッ
チマップ、番号は地点番号
で、前回の論文の第13図と同
じ。地点1-3: 上部ジュラ系,
4-6: 中部ジュラ系, 7-9: 上
部三畳系, 10-13: 下部ジュ
ラ系, 14: 化石を産しない層
準, 15-16: 上部ジュラ系。
(佐藤ほか, 1989)。A 走向・
傾斜, B 化石産出点, C 砂岩,
D 崖錐, E 暗緑色頁岩, F 千
枚質頁岩, G チャート, SC
チャートと頁岩の境界。

の形をしているかどうかについてはなんの保証もない。巨視的にみることができると、存外まるっこい塊の断面をみているのかもしれないのである。

そのことを強く示唆する証拠がいくつかある。第1図は鶏足山地でチャートだけを真面目に追いかけた図である。鶏足山地の主稜線を通り抜けるチャート層はかなり連続的で、層状といっても通りそうであるが、それでもかなり膨縮を繰り返し、北の方では実際に切れてしまっている。それ以外にたくさんあるチャートは、ぶつぶつにちぎれて断続的に連なっている。中には、露出が悪いために実際はあるのだが見つからなかった部分もあるに違いないが、その多くは本当に途中で切れる。私も1970年代の初めにこの地域を調べ始めた時には鍵層にチャートを使ったから、真面目に追いかけると谷の両側にはちゃんとあるのにどうしても谷の中では見つけることができないので悩んだことがある。チャートは御存知のように風化に強いから、どこかに残っていそうなのに、見つからないのである。多分、このチャートは千切れていて、本当に無かったに違いない。すなわち、チャートは

薄い層状なものだというのは偏見なのである。

その2はもっと細かなスケールで見られる。再び花香月山のセクションに戻ろう。第2図は前回の第13図に示したチャート前後の層序を、私の共著者である指田がもっと詳しくスケッチしたものである(佐藤ほか, 1989)。ここは全般的にいえば層状チャートで、このスケッチには層理面を細い実線で描いてある。層状チャートの中に小規模の褶曲があることは毎度おなじみであるが、そのほかに層序の不連続面が何回か見られる。たとえば地点11の左側にはあきらかに断層といえる不連続面があってその両側の層理面は斜交している。同じようなものは12の左や13の左にもあり、注意すれば地点8の直上にもあることが分かる。すなわち、このチャートは堆積が連続的に起きてできた一続きの1枚の地層ではない。不連続面で区切られた部分はそれぞれ独立したブロックで、そういうブロックがどういう偶然か知らないが、次々と同じところに移動し定着して互いに重なりあい、あたかも一枚の地層のように見えていると考えざるをえない。また移動の形式も一様ではない、少なくともこの露頭で見



第3図 栃木県茂木町並柳南方、林道の峠付近のスケッチマップ。全体のスケッチマップ(中央)、全体の柱状図(左側)、およびチャートとその前後の拡大スケッチマップ(右側)。番号は地点番号、R: 放散虫産出層準、C: コノドント産出層準、Ju: ジュラ系上部、Tu: 三畳系上部。岩相は左側の凡例参照。(佐藤ほか, 1987)。

られる範囲では、地点7の上部三畳系の一部や地点11の下部ジュラ系のように、平らな層界面を残したまま移動してきたものもあるし、地点9の周辺のように移動の途中、内部で褶曲を起こした部分もある。

すべて地質構造は変形の最終結果しかあらわしていないから、そこから推論されるメカニズムも一義的に決まるとは限らない（塑性流動の常識）が、少なくともここに見られるブロックの内部構造の違いから、移動のしかたもブロックごとにまちまちであったようである。

もう一つの例：並柳のセクション

花香月山のセクションではチャートの中を詳細な生層序をつくることに成功したので、問題のありかがよく分かった。しかし、いつもそううまくゆくとは限らない。けれども、化石ではあまりはっきりしなくても、岩相や構造を子細に観察すると、同じようなブロックが区別されることがある。その例として花香月山の近くの並柳林道のセクションをあげよう。

第3図は栃木県茂木町の並柳^{なみやなぎ}と上飯^{かみい}を結ぶ林道の一部のスケッチマップである。中央に全体のスケッチマップ、左側にその柱状図を示してある。地点NM05以下の部分は、細粒の泥質岩の中に砂岩のブロックが多量に含まれているという層序で、offshore mud と sand bar complex の間の遷移帯の堆積物である。NM01から05までの層準からは放散虫が発見され、ジュラ紀後期の堆積物であることが証明されている。またNM08以上も同じ様に泥質の堆積物中に砂岩のブロックが含まれており、その泥質部の年代は放散虫によってやはりジュラ紀後期であることが確実である。すなわち、ここでもチャート層は泥質岩の間に挟まれた異地性岩体で、その年代はコノドントによって三畳紀後期であることが分かっている。

花香月山の場合と違うのは、このチャート層は全体が三畳紀後期のもので、その中にはジュラ紀の部分は見つからないということである。しかし、ここではチャート層と下位の泥岩層の間には明らかに剪断帯があり（第3図右側のスケッチの(2)）、チャート層は小規模ながら明瞭に断層で泥岩と接している。また、この層の上面もまた同様に剪断帯をへだてて上位の泥岩と接している（第3図右側スケッチの(1)）。したがってチャートは少なくともここで堆積したものではなく、どこかから移動してきたものであることが小構造からも言える。

ここで注意しなければならないのは、チャート層はそれ自体が一枚の層ではなく、内部はいくつかのブロックに分かれていることである。ブロックの大きさがあまり

大きくないので、第3図右側のスケッチでは読み難いが、それでもNM07の前には不連続面がいくつかあることが読める。ブロックのうちのあるものは正常なドラッグ褶曲のタイプで褶曲し、その基底に破碎帯を伴っている（スケッチの(3)）。このようにこの三畳紀後期のチャート層は、それ自体細かいブロックの集合体である。よくみるとブロックごとに互層の厚さや泥質部の境界のシャープさなどの岩相が微妙に異なっていて、もともとは違う層のチャートが分解して移動し、ここに定着したことを窺わせる。

このようなブロックが移動するメカニズムとしては、重力による移動が一番自然である。detachment faultsあるいはthrustsのようなテクトニックな移動を考えて考えられないわけではないが、それよりもっとも簡単で自然なのは重力ですべりおりるか転がり落ちるかするプロセスである。ただ、説明が難しいのは、どうしてチャートだけが同じ層準に集まるのかということである。これについては、私にもうまい説明が見つからない。しかし、薄い板のようなチャート層がそのまますりりとすべり落ちる、あるいは衝上するというのを想像するよりは、すべり落ちるブロックの集積がチャート層をつくると考える方が楽である。さきほど述べたように、大体並柳のこのチャートが、薄い板のように層状を呈しているのかどうかさえ、本当はさだかではないのである。

異地性岩体の移動プロセス—礫の場合

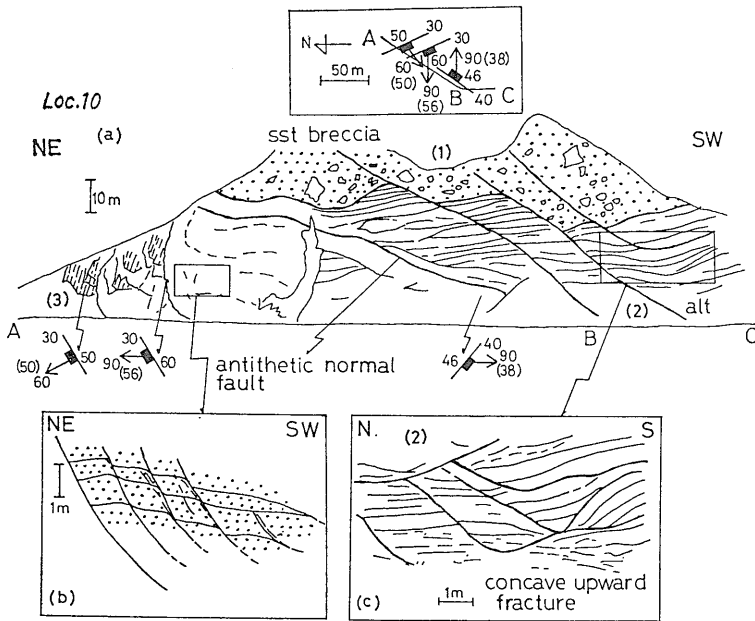
さて、問題をこのような異地性岩体がどうやって移動したかの推定に移そう。異地性岩体が礫状ならば問題は簡単で、礫はそのサイズの大小に拘らず、斜面をころげ落ちる（すべり落ちる）以外に移動する方法はない。これは明かに重力に起因する移動である。

鶏足山地で、構成層が古生代のものであるという信念を植え付けたものの一つに、茨城県岩瀬町大泉の古生代石灰岩がある。これは、前回も触れたように、藤本・畠山(1938)が初めて古生代の化石をこの広い山地から発見したところである。多分当時は現在のように採石場が広くなかったので全体像が分からず、古生代の石灰岩はちゃんとした根のある地層だと思われていたに違いない。しかし、今では採掘が進んでまわりの岩石が完全に露出し、この石灰岩は巨大な礫であることは一目瞭然である。石灰岩の礫は大小さまざまで、形もいろいろであるが、泥質の堆積物（礫質泥岩）の中に孤立して存在する（写真1）。まわりの礫質泥岩中の細礫と同じように、重力で移動してきた、ここに定着したことに疑いはない。すなわちこういう異地性地体は確実に重力によって移動



写真1 茨城県大泉の採石場にみられる石灰岩の巨礫。まわりの黒っぽい岩石は礫質泥岩で、斜面上の堆積物の中にくらがりこんだ石灰岩の岩塊の例。1980年2月撮影。

写真2 茨城県山方町舟生の採石場にみられる地すべり頭部の例。きれいな antithetic fault set が見られる。岩体がすべり落ちて出来た空間を埋めるデブリ・フロー堆積物がセットの上部に見られる。1980年10月撮影。現在は崖錐のためかなり見にくくなっているが、基本的なことは観察可能。



第4図

写真2と同じ露頭のスケッチ。上部の枠内には地点A—B—C沿いの主要な断層の走向・傾斜およびすべりの方位を示した。北は左方向。走向傾斜の方位も左を北にして書いてある。その他の方位記号は上を北にとってある。(b)(c)はそれぞれの部分の拡大図。

して現在地に定着したものである。

花香月山や並柳のチャートはどうであろうか。私の観察が正しければ、これらの内部にあるブロック状のチャートの塊も、同じ様な機構で移動し定着したに相違ない。これらは、もとの岩体から切り放された小岩体（比較的小さいという意味で、絶対的な大きさは話が別）としてすべり落ちてきた（あるいはころがり落ちてきた）のであるが、すべり落ちた岩体もとの形を多少は残していたら、どういう構造が期待されるであろうか。

地すべり体の考えの芽生え-アンチセチックな断層セット

そのような構造と思われるもの（例を二、三あげてみよう。写真2と同じく茨城県山方町の舟生という村落の川向かいにある大きな採石場に見られる露頭の写真を、第4図にそのスケッチを示した（Aono et al., 1981）。地層は10から50cmほどの厚さの砂岩・頁岩互層で、何枚かの断層が見られる。写真の露頭中央にある平行な断層セットは、おおよそ走向北東—南西、傾斜は南東を向

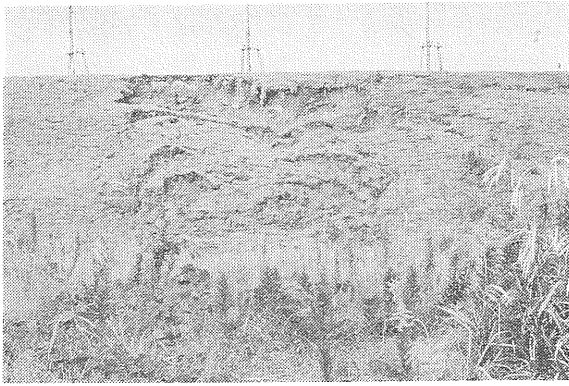


写真3 新しい盛土の斜面にできた小規模の地すべり。その頭部にできた割れ目と、それにほぼ平行なアンチセチックな断層セットに注意。また地すべり体は狭く、そのすべり面は曲面になっていることが推察される。

き、南東に向かって上盤がすべり落ちた形の正断層のセットである。

断層の近くでは地層が引きずられているのが分かり、これからも正断層であることが推察できる。また断層と断層に挟まれた薄い板状の岩体はすべり落ちる方向とは逆の方向に傾き、反時計まわりに回転しているのに対し、この露頭全体は断層運動ですべりの方向に傾き、時計まわりに回転しているから、この断層セットはいわゆるアンチセチックな断層セット (antithetic fault set) である。露頭全体もそうであるが、その中の小部分でも同じ性質のアンチセチックな断層セットが見られる (b)。またすべり落ちた上盤の先端では、すべり面がスプーン状の曲面をしていて、前方にのし上がっているのみみられる (c)。

このようなセットを作る応力場は、明らかに最大圧縮主応力軸が垂直、最小主応力軸が水平である。最大主応力はこの場合重力であるから、水平方向には少なくとも束縛がないか、あるいは伸長状態でないと、岩石の強度を上回ることができないであろう。そのような応力状態は、斜面でおきる地すべり体の頭部で実現すると考えるのが一番考えやすい。しかも、すべり落ちてきた割れ目を、まわりから落ちてきたデブリ・スライドが埋めているのがこの露頭でははっきり分かる。デブリが落ち込むのは断層で上盤がすべると同時であることが、断層がデブリの中まで続いていることで分かる。すなわち、これは過去におきた地すべりの頭の部分を表している。参考までに、ある町で見かけた盛土の斜面にできた割れ目の写真を掲げる (写真3)。これまた小規模ながら地すべり体で、全体の形を知るに都合がよい。その頭部の基本

的な性質はよく似ている。

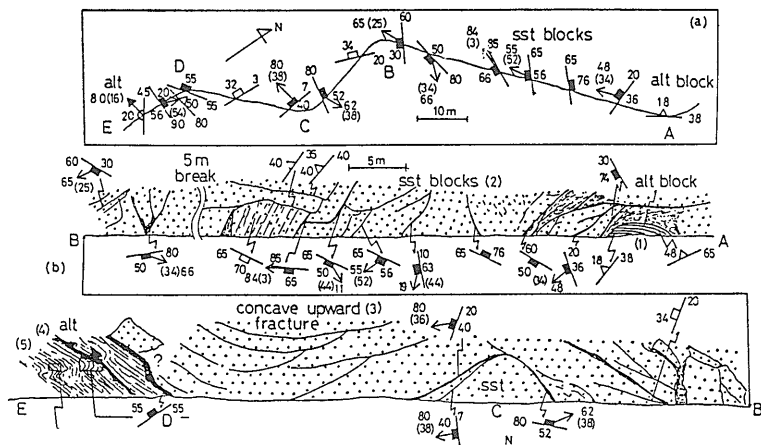
なお、舟生の露頭は大きすぎて、中央のアンチセチックなセットの断層の性質を手で直接触れて観測できないが、同じ露頭の左側にもかなりな規模の断層が少なくとも2枚あり、その断層は直接観察することができる。その走向傾斜、それにすべりの方向を測定した結果が図の左下に書いてある。これらは西あるいは南西に向かってすべり落ちた正断層である。この断層はこの上にあった岩体の基底の地すべりの面にあたると考えられる。

底がスプーン状の地すべり体

正断層の中には、全体としてゆるい曲面をつくり、先端にゆくと水平や時として逆に傾斜するものがよく見られる。第4図の(c)の中にある concave upward fracture と書いてある断層は小さいがその1例である。これはすべり落ちた岩体の先端が前方にのし上がったことをあらわしている。

写真3の現在の地すべり体を見ると、すべった部分の底は平でないことは明瞭である。もし地質時代におきた同じ様な地すべり体を横断する断面でみれば、その底は曲面をしているに違いない。その1例と思われるものを第5図に示した (Aono et al., 1981)。これは第3図並柳の露頭のやや北方で見られたものである。均質な中粒の砂岩の底にスプーンの底の形をした断層があり、その上位にもそれに似た形の割れ目が数枚見られる。図の地点 C-D-E がそれである。このセクションはほぼ南北方向なのでやや分かり難いが、上の枠の中に走向傾斜だけをぬきだして書いたものを参照していただきたい。それによると、C-Dの部分の砂岩体は、ほぼ東西の軸をもって西にむかってすべり落ちた地すべり体で、露頭ではその横断面をみていることが分かる。一見向斜のようにみえるが、断層面上のすべりをみると「向斜軸」に平行になっているので、テクトニックな向斜ではないことは明らかである。

実をいうと、このスプーン状の断層が、地すべりモデルを考えるきっかけになったのである。一般に断層という平坦な面を想定しその走向傾斜を考えてそれを外挿してしまい、そこからもっと広い地域のテクトニックな応力場を考え易いのだが、このように曲った断層を実際に見て、このような断層がどういふ風にしてできたかを考えたのが、地すべりモデルを考えるきっかけになったのであった。



地すべり体先端の構造

さらに重力ですべりおちたという仮説を補強したのは、すべり体の先端でそのさらに先にあったと思われる地層を押し曲げている露頭が見つかったことである。写真4に栃木県益子町しもおおばの下大羽にある製材所裏の大きな露頭の写真を、第6図にそのスケッチを示した。構成層は砂岩と泥岩である。(3)と(4)と指定してある地層は東から西に向かい(右から左へ)断層面上をすべり落ち、その前面にある砂岩層(5)を押し曲げて小さい褶曲をつくったと考えることができる。

ここで必要なデータは、(3)と(4)が西に向かってすべり落ちた。すなわち(3)と(2)の間、および(4)と(3)の間の断層が正断層であるということ、(5)のつくる小褶曲の褶曲軸がすべりの方向とおよそ垂直であることである。これを確かめるために、いろいろな方法を使ってクロスチェックした。図にある四角形の傾斜の記号をもつものは断層の走向・傾斜とその上に重ねて書いてある矢印はすべりの方向とプランジを表している。図の中の拡大図(c)や(d)に見られるように、上盤が相対的にすべり落ちたことが推定されるので、これは正断層であり、そのすべった方向が小褶曲軸の方位(半円の傾斜記号をもつ方位記号の上にある三角矢印で示した)とほぼ直角であるから、すべってきた岩体で押し曲げられたという以上の推論はまず間違いないと思われる。

地すべりモデルの提案

以上の例はすべて正断層が重要な移動の形式を表している場合であった。このほかにも、似たような構造は数多く見つかる。これらの構造を統一的に説明するモデルとして、私たちは地すべり体のモデルを提案した(Aono

第5図

栃木県茂木町並柳道沿いの一つの露頭スケッチ。地点A—Eが連続的に見られる。この露頭はほぼ南北断面で、上部の枠(a)内に各地点の断層の走向・傾斜・すべり方向(プランジ)を示した。黒い四角の傾斜記号をつけたのが断層。C—D間にスプーン状の底面をもつ地すべり体が見える。その走向・傾斜は(a)から分かるように浅い向斜状になっている(Aono et al., 1981, 一部省略)。

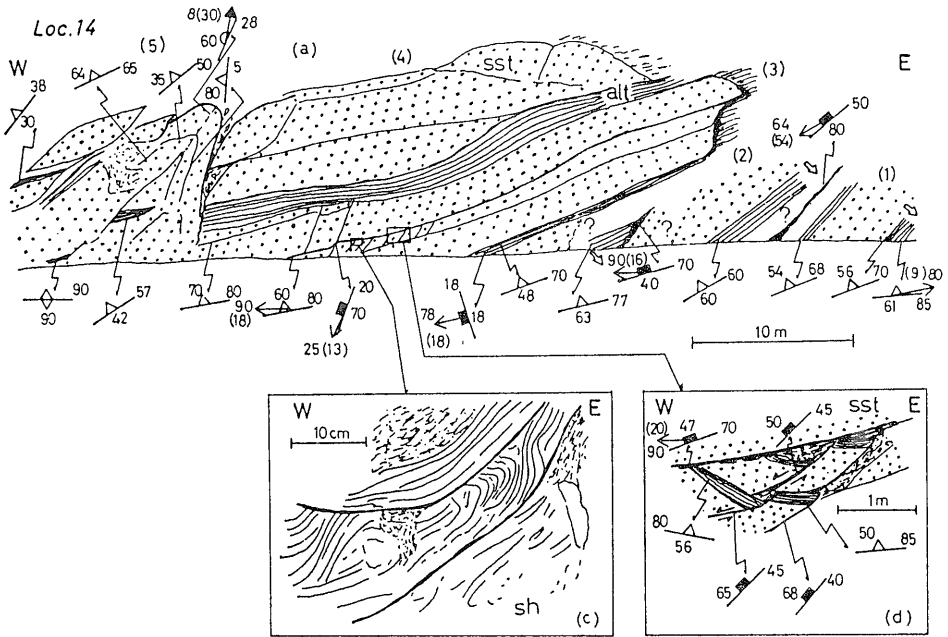


写真4 栃木県益子町下大羽の製材所裏の露頭写真。右側にある砂岩と薄い泥岩層が左に向かいすべり落ち、左側にある小褶曲をつくったと解釈される露頭。1980年2月撮影。現在はかなり風化が進んでいるが、まだ十分に観察はできる。

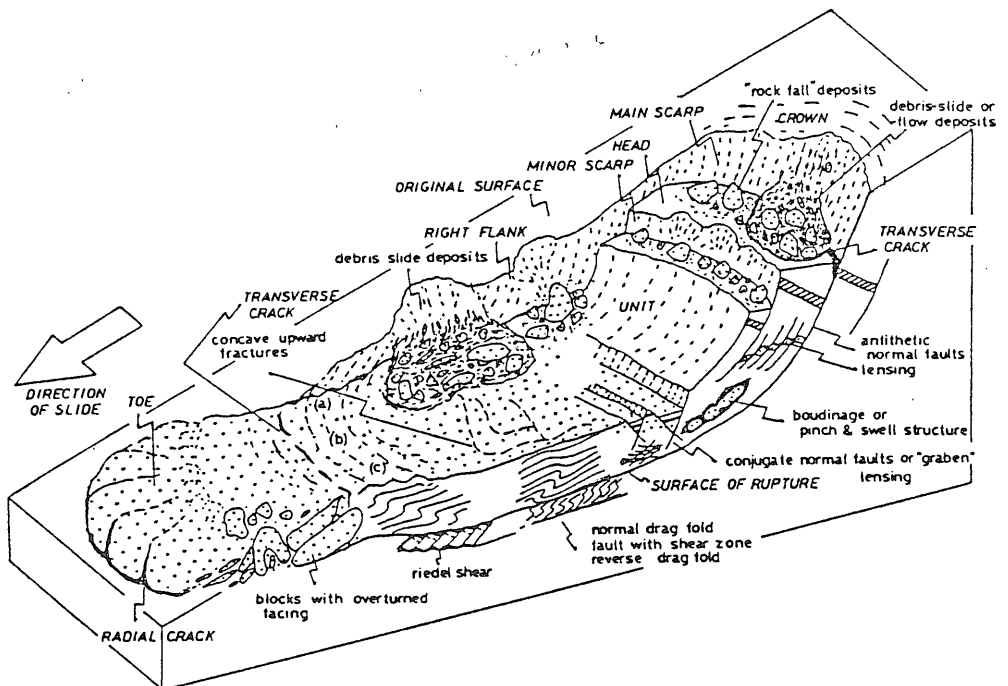
et al., 1981)。そのモデルは第7図に示したようなもので、もともとは土質地質の技師である Varnes という人がつくったものに手を加え、さらに現地で見られる小構造がどういふところに当るかを示したものである。

地すべりにもいろいろあり、内部がまったく混乱してしまうものもあるが、形が比較的残されている場合にはこの図のようにすべり体の部分ごとに応力状態が違うから、その応力の状態に応じた変形構造ができる筈である。地すべり体を頭部(Head)、胴部(Body)、先端部(Toe)に分けると、それぞれ一般的には頭部では伸長応力が卓越し、胴部では圧縮応力、先端部では再び伸長応力状態になる。もちろん細部でこれと異なる部分ができるのはいうまでもない。

上に例としてあげた3例は、それぞれ代表的な構造である。舟生のアンチセチック断層セットをもちデブリで



第6図 栃木県益子町下大羽製材所裏の露頭スケッチ。写真4と同じ露頭。均質の厚い砂岩層と薄い頁岩層からなり、右側の岩体(3)(4)が左(西)にむかってすべり落ち、その先にあった砂岩層を褶曲させている(Aono et al., 1981, 一部省略)。黒い四角形の傾斜記号をつけたのが断層の走向・傾斜・すべり方向(プランジ)。半円の傾斜記号をつけたものは褶曲軸面の走向・傾斜と褶曲軸の走向・プランジ。



第7図 地すべり体のモデル。Varnes (1958) のモデルに修正を加えたもの(Aono et al., 1981)。各部分ごとにそこの応力状態に応じてできる種々の小構造を例示してある。

埋められている露頭はこのモデルの頭部によく当てはまる。下大羽の押されてできた褶曲は先端部の根本にできたものであろう。並柳の底面が凹面のすべり体は、胴部を輪切りにしたところを見ているのであろう。このほかにも、いろいろな小構造が八溝山地・足尾山地・木曾山地で見つかり、それらをこのモデルの相当部分に書き加えてある。

残念ながら、一つの地すべり体が完全に残されている例はない。すべてもともと不完全なものであったり、あるいは後からさらにその上に重ねてすべりこんできた別のすべり体のために破壊されたりして、露頭で見られるのはある一部分に過ぎない。しかし、一部分でも、その性質が分かれば、上のモデルのどの部分に当たるかを推定することはできる。

また、地すべり体のスケールも千差万別である。写真3のようなミニ地すべりもあれば、以下に述べる葛生の大石灰岩体のように巨大なものもある。

葛生の石灰岩体も地すべり体である

さてこの小論のその1で葛生地方の地質構造の解釈の移りかわりを振り返ってみた。普通の正常な層序から、一転して衝上断層体の重なりという解釈に変わったのは1970年代の初めであった。それが1980年代になると、それすら単純化しすぎており、少数の衝上断層で解釈することができない場合がどんどん出てきた。そのよい例が花香月山のセクションで、放散虫などで詳しい地層の年代を決めると見かけ上の層序が全くあてにならず、古い年代を示す岩体は異地性岩体である場合がほとんどであることを否みようもなくなった。その異地性岩体の移動・定着のメカニズムとしては、礫状の岩体のようにころがりこんでくるもの他に、地すべり体として移動する場合もあることが分かった。

それでは、葛生の石灰岩体はどうであろうか。葛生の石灰岩体は、馬蹄形をして露出し、北東—南西方向を向く向斜をつくっている。この中の構造を詳しく調べてみると、単純な向斜ではなく、内部にいろいろ不調和な構造をもっていることが分かってきた。それに最初に気づいたのは、山菅の東京石灰の大採石場を見学しているときで、北東—南西の向斜軸とは斜交する南北方向を向いた小褶曲にぶつかり(写真5)、この違う方向をもった褶曲はどういう環境でできたかを考えさせられた時であった。異なる方向をもつ褶曲が同じ地層の中で重なることはそう珍しいことではなく、奥鬼怒地方ではしばしばみられる。葛生の近くの唐沢山のチャートにも多数みられ、古く木村(1962)がすでにその記載をしている。た



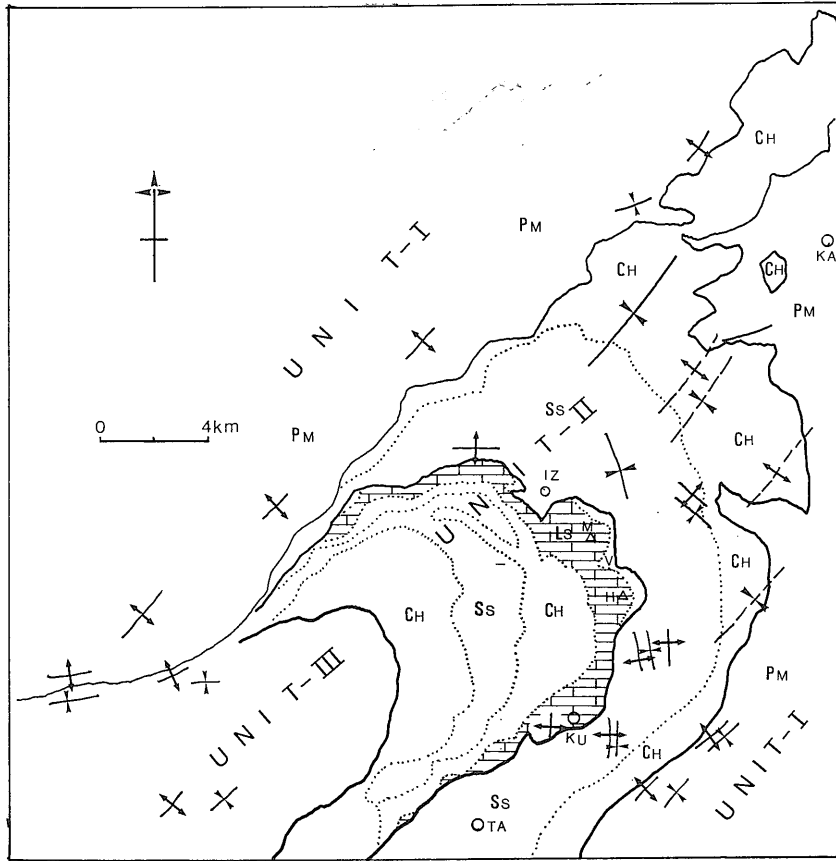
写真5 栃木県葛生町山菅の東京石灰採石場でみられる逆ドラッグ型の小褶曲。褶曲軸面はほぼ南北をむき、褶曲軸も水平でないことに注意。これは葛生石灰岩がつくる北東—南西方向の大きな向斜軸とは明かに斜交する。

だし、2度以上褶曲した場合、どちらの褶曲が先できたかは一つの露頭だけでは一義的には定まらないことが多い。褶曲の時代の順序はもっと広い地質構造から判断しなければならない。

最初葛生のこの大向斜軸に斜交する褶曲を見つけた時、私はこれは大向斜より前にできた褶曲で、東西方向の圧縮によるテクトニックな褶曲だろうと考えた(Sato, 1980)。すなわち、ここでは第一世代が南北方向、第2世代が北東—南西の褶曲と考えたわけである。しかし、今では、これは大きな地すべり体の胴部の側方にできた少し方向の違う褶曲だと思っている。第7図の胴部の先端部分、(a)(b)(c)と書いた部分の端の部分では褶曲が全体のすべりの軸とは少し斜交するが、山菅の小褶曲はここに当るのではないかというわけである。しかも、この褶曲は写真にみられるようにいわゆる逆ドラッグの形をしており、第7図のモデルにぴったりあう。これは表面の方が先に移動してゆく時の地すべり体表面にできる皺に相当するものと考えると都合がよい。

とすると、第1世代の褶曲と考えたのは実は地すべりの時にできたものとした方がよい。向斜はテクトニックな褶曲で、もっと後に北西—南東の方向の圧縮でできたものであろう。ならばその方向の褶曲を元に戻してやれば、圧縮以前の形が分かり、それはどうも巨大な地すべり体のように見えてくる。

第8図は青野(1985)がつくった葛生地方の地質図を簡略化したものである。前所述べたように葛生地方の層序は正常でなく、葛生の石灰岩とその下位の出流層は二畳紀で、それがジュラ紀の砂岩頁岩互層(会沢層)の上のり、後者はまた三畳紀のチャート(中妻層)の上に重なり、さらにそのチャートがジュラ紀の礫質泥岩の上のり



第8図
 葛生地方の地質スケッチマップ。Aono (1985) を簡略化し、多少筆を加えたもの。T A田沼, I Z出流, KU葛生, KA鹿沼, M三峰山, H蓬萊山: CHチャート, L S石灰岩, P M 礫質泥岩, Ss 砂岩, V 火山岩類。

るという複雑な重なり方をしてるので、見かけの重なり方で層序を作ってもあまり意味がない。

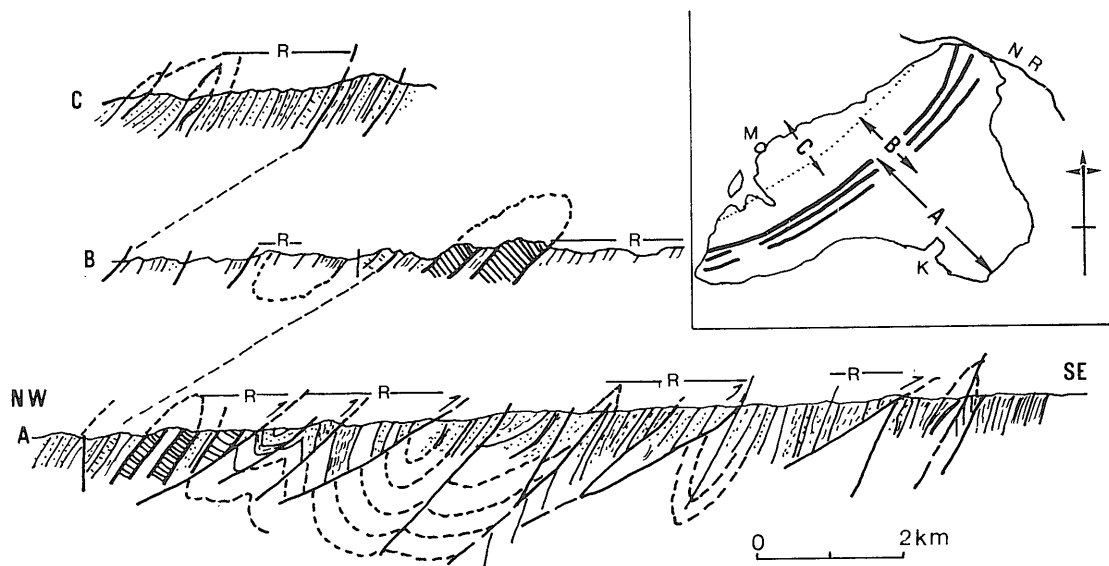
そこで、Aono (1985) は、K. J. Hsü がフランシスカン層群のメランジュに使った tectonostratigraphic units という区分を使い、ユニット I, II, III, と分けた。それぞれのユニットは、中に含まれている異地性岩体の種類が同じようなものをまとめたものである。このやり方は内帯の中生界では広く用いられていて、木曾山地では Otsuka (1988) が7ユニット(彼はコンプレックスという名前を用いている)を区別し、美濃山地では Wakita(1988) が基質の堆積物も考慮にいれて6ユニットを識別している。言葉では表していないが、同じ考え方を関東山地南部で Hisada (1983) がすでに用いている。各ユニットは大体どこでも中期ジュラ紀から初期白亜紀にわたる同じような時代を示し、ドミノ倒しのような構造をもっていると考えられているが、実際はドミノの間にある管の断層がきちんと確かめられた例は少ない。こういうドミノ構造も本当であるとするとその成因がまた問題である。

葛生では、ユニットIIの中の石灰岩とその下の火山岩

質の出流層は異地性岩体であることは間違いないが、それを小池ほか (1971) や柳本 (1973) が考えたように衝上岩体とするよりは、大きな地すべり体と考えると話がうまくゆく、出流のあたりの出っぱったところが地すべり体の先端部で、そのさらに先に三峰山や蓬萊山という小さい張り出しがあるが、それは先端部が分裂して離れたものであろう。また石灰岩の列が南西に向かって断続的に佐野市や足利市の方まで連なるのは、地すべりの後に残された破片が点々と残っているものと考えることがができる。

さらに、石灰岩体の下位にある会沢層や中妻層を一緒にして考えて見ると、これらはユニットIの礫質泥岩の上のしあげた地すべり体で、その先端にはモデルの先端にある犬の足のような放射状のくびれがあり、また岩体の場所ごとにモデルに対応するような小褶曲が見える。しかも鹿沼の西方には、先端がちぎれて飛び散ったように見えるチャートの小岩体がある。

同じようなことが、石灰岩の上位に重なる地層についても考えることができ、全体として巨大な地すべり体が



第9図 滝沢・笠井(1981)による八溝山地の断面図。Rは逆転部。過褶曲による逆転翼が逆転部にあたるという解釈。右上の図はセクションA, B, Cの位置を示す。M益子, K笠間, NR那珂川。A断面の左端およびB断面の右端に主要なチャート層が見える。

何枚か重なりあったのが葛生地方の基本的な地質構造であるということが出来る。しかもそれらが移動して定着した場所は、一番外側に発達する礫質泥岩のような斜面上の堆積物で、比較的深い環境の堆積物がたまるような場所であると考えられる。

逆転層の謎

ここでいったん話題をもう一つの問題に移そう。八溝山地の地質構造は、前回書いたように、見かけ場西あるいは北西に傾斜した、同斜構造をとっているように見える。それだからこそ、層序は簡単にできると考えたのであり、先人はみなそういう風にして層序区分をしているのである。ところが、地層を詳しく調べて行くうちに、事はそんなに簡単でないことが次第に明らかになってきた。

それは、八溝山地には、逆転した地層がたくさんあるということである。逆転した地層があることを初めて公表したのは、たぶん笠井ほか(1976)である。彼らは最初鷺子山地の^{さくくぼ}保礫岩(オーソコーツアイトの礫のあることで有名な礫岩)が逆転していることを見出した。笠井はその後、堆積構造を用いて地層の上下の判定を精力的に進め、逆転層が思いもかけず頻繁にあることを発見した。鷺足・鷺子山地の西側には特に逆転部が多く、この部分を他の層群から分離して、益子層群と名付けた(笠井, 1978)。さらにその後、滝沢・笠井(1981)は、逆転

層が八溝山脈全域にわたって存在することを示し、彼らが過褶曲した逆転翼であるという主張をした。彼らの示した断面図を第9図に示す。Rという記号のあるところが逆転部の多いところである。

もしこれが本当だとすると、八溝山地の地層の傾斜は多いところでたかだか60度くらい、普通30度-40度くらいであるから、褶曲軸面がかなりゆるやかに傾斜する大横臥褶曲が何度も繰り返すことになる。これは不可能ではないけれども、あまりありそうもない。そう考える理由はいくつかあるが、一つは褶曲した翼同志がうまく対比できないことにある。たとえば、鷺足山地の主稜線をつくるチャート層(複数)は横臥褶曲の軸部と考えられているように読めるが、その南側、見かけ上の下位にある例の大泉の石灰岩を含む礫質泥岩は逆転部に対応する正常の翼、チャート層の見かけ上上位に出て来るはずなのに、これに似た岩相の地層は出て来ないのである。

理由のその2は、逆転層がしばしば短い距離の間に正常な地層の間に挟まれることなどである。益子の西に東田井というところに大きな採石場があるが、その中には正常な地層と逆転層が繰り返し現れていて、それらを褶曲で繋げるためには細かい等斜褶曲をいくつも作らなければならない。それは不可能ではないが、あまりありそうもない。

理由の第3は、八溝山地の地層は一部に板状劈開のような変形をしている(たとえば大泉の礫質泥岩や鷺足山地南東部の見かけ上最下部の泥岩)ものがあるほかは、逆転層

の内部にほとんど変形を受けた形跡がない。笠井(1978)が益子層群として一括した地層は、sand bank を含む沖浜の堆積物で、細かい堆積構造がきれいに残っているような、若々しい地層である。どうも過褶曲して逆転する時のような強い変形を受けたようにも見えない。

しかし、上のどの反論も実は決定的でない。過褶曲の逆転翼という説明は、多分ある部分では本当かもしれないが、逆転しているところはすべてそうだとも言い切れないのである。いずれにしても堆積構造の読み方が間違っているか、読み方は正しいのだがそういう堆積構造のでき方の解釈が間違っているかという根本的な問題が残されている。

この謎を解く有効な鍵の一つは、地層が曲ってひっくり返るところを見つかることであると思う。上に述べた東田井の大露頭にはこういう場所がみられる。実はこの採石場は新しく開いたもので、5—6年くらい前とは様子が変わってしまっただけで、1980年代の前半に見えたものは皆削り去られた。しかし、当時一度採石場の入り口で、地層が釣針の形に曲っているのを見た記憶があるのであるが、その後その場所は土砂に埋もれて見えなくなっていた。ところが、最近1990年の春、巡検でこの露頭を訪れた時、もと見た記憶のあるところよりもっと奥の方で、大きな崖に曲った軸部がちぎれて残っているのが見つかった。写真6の一番左に見える砂岩の上に重なる互層部分の根がゆるやかに曲っているのがそれである。この写真では明瞭ではないが、この曲った地層の先端は尖滅してなくなっている。それも断層などで切られているのではなく、海底地すべりでよく見られるように、自然に薄くなって無くなっているのである。まわりの地層との間に断層は見当らない。しかもこの互層部分は堆積構造からいって逆転していることが明らかである。この逆転部は、まわりの部分とはすこし層理面が斜交していて、すべったブロックの形をしている。そこで、この逆転部は海底をすべて先端がめくれ上がり、根本が切れた岩体であると考えることができる。

この1例でもって全部を割り切るわけにはゆかないのはもちろんであるが、少なくとも地すべり体で先端が逆転する場合があるようである。逆転部が千切れてしまうと、もとの地層との連結が分からなくなるので、逆転メカニズムが分かりにくくなるが、こういうプロセスで逆転する場合も考えなくてはなるまい。これならば、内部構造に変形構造がなくてもかまわない。したがって逆転層があると必ず等斜褶曲を考えなければならないというものでもなさそうである。



写真6 東田井の採石場の南側の崖。均質な砂岩が左下にあり、その上の互層部は逆転している。互層部の層理面は下部で曲り、かつ尖滅している。逆転部全体が一つのブロックで、地すべりで前方の堆積物上へのしあげて逆転し、根本が切れたのではないかと思われる。1990年5月撮影。

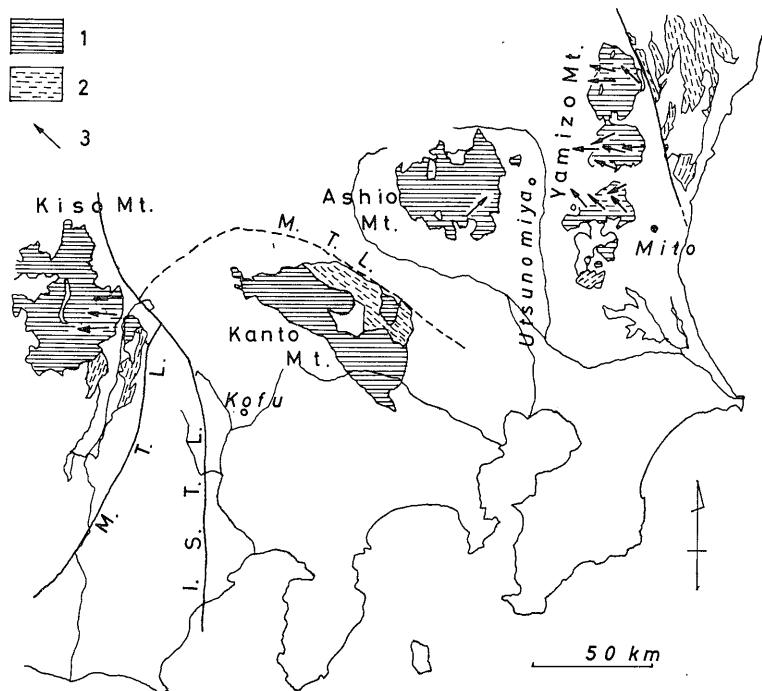
地すべりの方向

地すべりの方向は、地すべり体の全体の形が分かれば問題なく決められる。葛生の石灰岩体は全体の形がよく残っている稀な例で、この場合すべりの方向は南西から北東に向かっていることはいうまでもない。

全体の形は分からないのが普通であるが、八溝山地の舟生や下大羽、並柳などの例で分るように、細かい小構造から決めることができる。特に、底面のすべり面が観察できれば、まずどんな場合でも決められないことはない。こういう作業は最近の構造地質学ではお手のものである。実際にみられる地すべり体の底面の構造のいろいろな例を模式的に第7図に示した。

八溝山地や足尾山地は日本列島の大構造から見ると丹波帯、美濃帯、木曾帯の続きである、どこでも同じような岩質、年代の地層でできており、地質構造も似たようなものである。その上その外縁部が領家変成作用を受けているところまで似ている。八溝、足尾、木曾山地で上に述べたやり方で探すと、少数ならず地すべり体が見つかる。それらのすべりの方向を決めて地図にプロットしたものが第10図である。

この図から明らかのように、地すべりは八溝山地ではほぼ西、足尾山地では北東、木曾山地では西を向くものが多く、すべて構造的にいうと外側から内側に向かっている。言うまでもなく、地すべりは重力を唯一の外力としてできる現象であるから、当時の海底(多分海底であろうが、陸上で発生した可能性を完全には否定できない)は内側に向かって傾斜していなければならない。間隙水圧が高いところでは有効応力は相当低くても岩体は移動しうる



第10図 八溝—足尾—木曾山地における地すべりの方向 (佐藤ほか, 1987). 1 非変成層, 2 変成層.

から、この斜面の傾斜はさほど大きい必要はないが、逆の方向に傾斜していることはまずありえない。

フォッサマグナ周辺の中生界の構造の解釈はいろいろある。私はあまりなになに帯として細分するよりも、似通った岩質・構造をもつ地帯はなるべくまとめた方がいいと考える。この場合には、西南日本の内帯は糸魚川—静岡構造線をこえてから90度南東に曲り、足尾山地を通過して八溝山地の手前でもう一度90度以上も曲って東北地方の第三系の基盤岩類につながるという古い解釈の方がいいと考えている (佐藤, 1982)。足尾山地が現在北東—南西の構造方向をもっているのは、二次的な変形によるものだと思う。八溝山地はその南部では構造方向は北東—南西で、北に向かって次第に南北になってゆくのは、このうちの2回目の曲りをあらわしているものである。

木曾山地では地すべりが起きた時斜面の傾斜は西を向き、足尾山地では北東、八溝山地では北西あるいは西を向くのは、この地帯の外側 (太平洋側といった方がいいかもしれない) に地形的な高まりがあったということを意味する。その高まりが海面上にでていたか、海面下の高まりであったかはにわかには断定できないが、少なくともその北側は大陸に向かって傾斜していなければならない。二疊紀の石灰岩や三疊紀のチャートは、そういった高ま

りからすべり落ちてきたものと考えないわけにはゆかない。

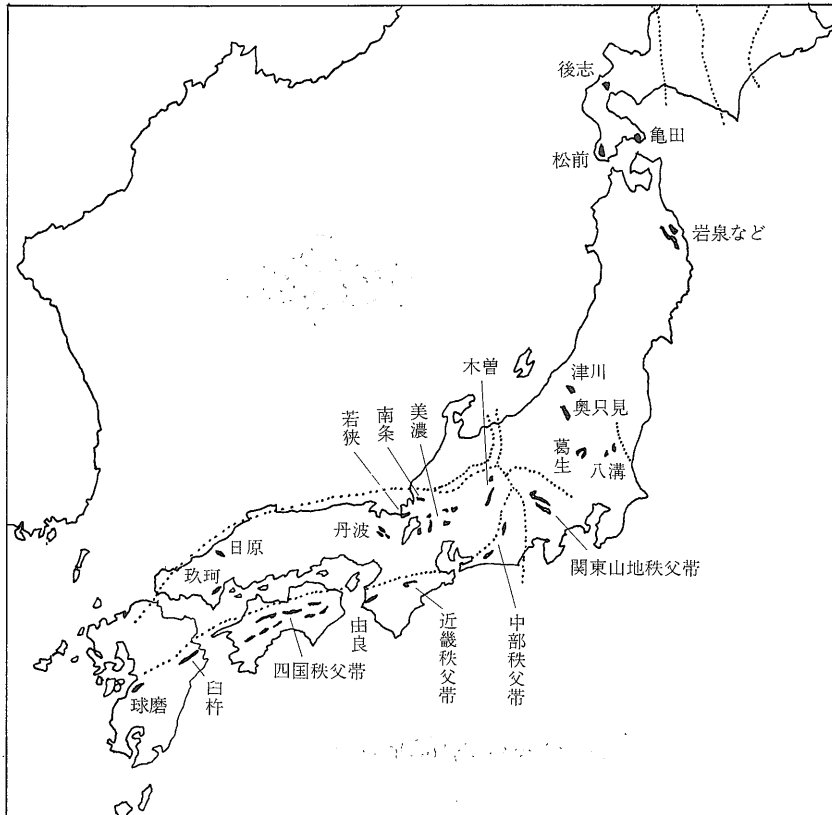
大きなテクトニクスの問題 へのスペキュレーション

この高まりが何であったかは難問である。現在内帯の南縁は中央構造線に切られ、もっと南側の部分は残っていない。内帯の南縁部は領家変成作用を受けているが、その源岩は八溝山地や足尾山地と同じようなもので、ジュラ系を主体とする地層群である。したがって本来こういうところに古生代の石灰岩や三疊紀のチャートは期待できない。そうすると今は無くなってしまった地帯から来たか、少なくともそこを通過して来たことになる。

この地帯はIchikawa (1981) の古領家帯かもしれないし、それ以外の失われた地帯かもしれない。しかし、現在見られるものがない

とは限らない。私は日立地帯が怪しいと思っている。日立の変成帯には古生代の石灰岩が多量に入っている。現在は八溝山地と日立の山地の間には棚倉破帯という難物が挟まってしまって両者の関係が分からなくなっているが、私にはいろんな証拠からこの二つがもともとあまり離れた所にあったものとは思えない (佐藤, 1982)。石灰岩体のあるものはこういうところから分離してすべってきたのかもしれない。大体、変成作用のような自然現象では、温度構造の半分がないなどということはいないのだから、もっとも高い温度 (もっとも変成度が高い) ところの両側には順次温度が低くなる場所もとはなければならない。筑波変成岩では、南東にゆくほど温度が下がる (柴, 1982)。日立もそうである (Tagiri, 1971)。これらの変成体の変成年代のうち筑波はおよそ60Ma程度、日立はおよそ100Ma程度であるから、白亜紀の半ばころから古第三紀にあたり、それよりほんのわずかに先に地すべりのあるものは起きたことが予想される。なぜなら、八溝や足尾の地すべりの多くはジュラ系の上層をまきこんでおり、それと同時にそれより新しいと考えられるからである。領家帯自身もその変成作用は同位体年齢より古くから始まっても別にかまわない。

したがって、内帯およびそれに対比できる足尾や八溝



第11図
ジュラ系の地層の中に異地性岩体として含まれていると思われる古生代の石灰岩体の分布（中生代の部分も含まれる可能性あり）（佐藤，1988）。

山地が代表するジュラ紀あるいはそれ以後の斜面は、その背後に領家式の変成作用がすでに始まっている高まりをもっていても悪くない。しかも領家帯は花崗岩をとまなうから、以上の斜面の地帯は、衝突帯であれば前弧盆地に対比するのはむづかしく、むしろ大陸前縁盆地 (foreland basin) ではないかと考えられる。またサブダクション帯ならば、火山帯より内側にあるべきで、背弧盆地が少なくとも山間盆地に対応するであろう。

異地性岩体の由来

このようにジュラ系—白亜系最下部の中に含まれている異地性岩体の中には、ジュラ系自身の浅い岩相のものも含まれているが、古いものには石灰岩やチャートが多いことが分かった。これらがどちらから来たかは、なかなか難問で、答が見つからない。上に述べたように、日立変成岩のように石灰岩をもっているものとか、飛騨山地にごく近くにあつて、そこからもたらされたことがはっきり分かるものは別として、石灰岩やチャートが日本の近くの地帯に起源をもっているかどうかは実は怪しい。古生代の石灰岩に多量に含まれている化石の分析か

ら、小沢(1987)が述べているように、古生代石灰岩中に豊富にあるフズリナやサンゴは、現在地理的に近いシベリア東部のものとは関係が薄く、 Gondwana大陸のものとも近縁性がない。フズリナやサンゴは暖かい海の生物であるから、古生代の石灰岩は古生代にもっと暖かい海でできたもので、それがプレートの北上に伴って北上し、日本に衝突したあと、先ほどの高まりを乗り越えて内側の斜面にすべりこんだ可能性は充分にある。

チャートについては、そういう手がかりがない。辛うじて衝突時の海洋性地殻の表層からはぎとられて、これまた高まりを越えてすべりこんで来たということくらいしか、確実なことは言えない。

中央構造線の南、秩父帯にもまた多くの石灰岩体がある。これらは大部分古生代ののものであろうが、中には武甲山のように中生代の部分を含むものもある。いずれにせよ、これらの多くはジュラ系の中に滑り込んだ異地性岩体であることに間違いはない。ただ、秩父帯では、まだ残念ながらどちらから来たかを、野外の露頭できちんと決めた例が知られていないのは残念である。いずれにせよ、このあたりから問題解決のてがかりが得られるかもしれない。

これまで、私は八溝山地と葛生地方を主な例として、これらの山地の地質構造ができるについて、地すべりが重要な役割を果たしたことを述べてきた。しかし、私は日本の内帯のジュラ系混在岩が全部こうしてできたというつもりはない。葛生の大石灰岩が向斜をつくるように、テクトニックな二次の変形は確かに存在する。板状劈開のような変形構造も大泉や鶏足山地の南東隅で見られる。また水平に近い衝上断層による繰返しもあるかもしれないし、逆転層のあるものは等斜褶曲の逆転翼かもしれない。しかし、重力を主要な営力とする構造が発達していることも事実である。

地すべり体が次々と重なるためには、常に傾斜がある程度以上に大きいことが必要である。そのためには、この斜面の背後にある高まりが常時隆起の傾向をもたなければならない。そのような環境として、どのようなテクトニックの場を考えればよいか。ジュラ紀後期以降、現在の太平洋側からのサブダクションあるいはテレーンの衝突による大陸縁辺部の隆起が一番考え易いであろう。

以上述べてきたことから、新たな問題が生まれ、新たな解釈が提出されるであろうが、私がこの小論で一番言いたかったのは、野外の観察から思いもかけず新しい視野が開けること、またこういう観察が地質学の基本的姿勢となることを強調したかったことにすぎない。

文 献

- Aono, H. (1985): Geologic structure of the Ashio and Yamizo Mountains with special reference to its tectonic evolution. *Sci. Rept., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, Sect. B*, **6**, 21-57.
- Aono, H., Sato, T., Masuda, F., Katsura, Y. & Makino, Y. (1981) Gravity-sliding observable in the Mesozoic of the Yamizo Mountains in northeast Japan. *Sci. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, Sect. B*, **2**, 17-44.
- Billings, M. P. (1954): *Structural Geology*, Second Edition. Prentice Hall, Englewood Cliff, N. J.
- 藤本治義・島山久重 (1938): 茨城県鶏足山塊産上部古生代化石(予報). *地質雑*, **45**, 377-378.
- Hisada, K. (1983): Jurassic olistostrome in the southern Kanto Mountains, central Japan. *Sci. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, Sect. B*, **4**, 99-119.
- Hsü, K. J. (1968): Principles of melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **79**, 1063-1074.
- Ichikawa, K. (1981): Closure of the Jurassic Sea in and around the Ryoke-Sambagawa Region. Hara, I. ed., *Tectonics of Paired Metamorphic Belts*, 113-116.
- 笠井勝美 (1978): 八溝山系の地質構造に関する新発見. *地質雑*, **84**, 215-218.
- 笠井勝美・滝沢文教・木村計四郎 (1976): 猿久保礫岩の逆転構造について. *地質学会83年大会講演要旨*, 42.
- 木村敏雄 (1962): 葛生地方のチャート層の小褶曲について. *地質雑*, **68**, 399.
- Masuda, F., Katsura, Y., Sato, T., Aono, H., Makino, Y. & Igo, H. (1980): Shallow marine deposits of Triassic-Jurassic age in the Yamizo Mountains, Northern Kanto, Japan. *Ann. Rept., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, **6**, 62-69.
- Otsuka, T. (1988): Paleozoic-Mesozoic Sedimentary complex in the eastern Mino Terrane, central Japan and its Jurassic tectonism. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **31**, 63-122.
- 小沢智生 (1987): Permian Fusulinacean biogeographic provinces in Asia and their tectonic implications. Taira, A. & Tashiro, M. eds. *Historical Biogeography and Plate Tectonic Evolution of Japan and Eastern Asia*. Terra Pub., Tokyo, 45-63.
- Sato, T. (1980): Superposed deformations due to the Cenozoic crustal movements in northern Kwanto region. *地質学論集*, **18**, 175-185.
- 佐藤 正 (1982): 棚倉構造線をめぐる地域の地質構造. *月刊地球*, **4/3**, 152-157.
- 佐藤 正 (1988): 日本の中・古生代の石灰岩はどこから来たか(その1). 石灰石, **236**, 7-15.
- 佐藤 正・指田勝男・青野宏美 (1987): 八溝山地における重力すべり構造とその意義. *地学雑*, **96**, 31-41.
- 佐藤 正・指田勝男・笠井勝美 (1989): 八溝山地の中生界. *日本地質学会第96年学術大会, 見学旅行案内書*, 第2班. 31-54.
- 柴 正敏 (1982): 筑波変成岩類の変成条件, *岩鉱*, **77**, 345-355.
- Tagiri, M. (1983): Metamorphism of Paleozoic rocks in the Hitachi district, southern Abukuma Plateau, Plateau, Japan, *Sci. Rept., Tohoku Univ., Ser. 3*, **12**, 1-67.
- 滝沢文教・笠井勝美 (1981): 鶏足山地の地質構造(その2). *中生代造構作用の研究*, **3**, 227-232.
- Wakita, K. (1988): Origin of chaotically mixed Rock bodies in the Early Jurassic to Early Cretaceous Sedimentary complex of the Mino Terrane, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **39**, 675-757.

SATO Tadashi (1991): Metamorphosis of Japanese Mesozoic-Paleozoic (2).

<受付: 1991年3月12日>