

## マントルの分化と地質構造に関する仮説\*

E. N. Lyustikh

黒田 吉益 訳\*\*

地角斜地域の発達に関する物理・化学的機構は、地球物理学者・地質学者・地球化学者の協同の努力によつてのみ解決される問題である。やがては、地球内部を研究する一つの総合科学が形成されねばならない。いまは、その方向へ進むために、相互理解と情報交換を真剣に考えねばならない。最近、この方向に沿つて、多くの仕事がなされている。しかし、まだこれらの科学の分離した状態は精算されていない。これを精算することが切迫した問題である。

いままで、地球物理学では、地質学の分野で確立された法則を充分考慮していなかつた。これは地球物理学者が地質学的データに親しんでいない、ということによるばかりでなく、これらの学問の方法がひどく違うことにも原因がある。そこで、地質学者の方式は、物理学に翻訳されねばならない。それは、2つの学問をよく知っている人だけがができることであるが、そのような人はたいへん少ない。

地質学の特徴は、研究する対象によるものである。それは、実験の可能性はたいへん少なく、結論は、多くの観察された事実に基づいてなされる。その最初のデータには、法則的な原因によるものも、偶発的なものもまざっている。法則性（必然性）と偶然性の弁証法からして、ある時間的・空間的原因については必然的な現象も、より一般的・基礎的な原因からみると、偶然であることもある。しかし、そのような一般的・基礎的な原因は、地質学的事実には、現われていないことが多い。そのような場合、必然的なものを区別する客観的な方法がある。それは統計的な方法である。しかし、残念ながら、それも地質学に適用されたものは少ない。かくて、地質学的総括には、研究者の直感が大きな役割をはたしている。そして、物理学者は、そこに、必要以上に主観主義と証拠の乏しさを感じている。実際、地質学的データを統計的に扱うことは、それが規準がないことや、完ぺきでないことのために、困難である。しかし、時間がたてば、地質学に統計学をより完全に利用できるようになるだろう。

## 密度の逆転

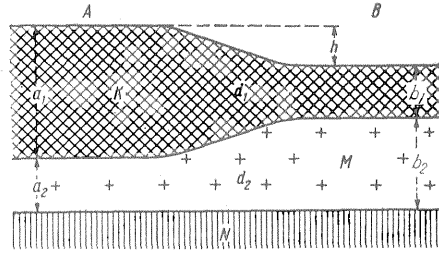
地殻は、地球深部におけるマントルの分化により生じたシアル物質（酸性から塩基性までの）が、地表に流出することによつて生じる、という考えがある。しかし、これでは、地角斜地域の地殻の複雑な運動は説明できない。この考えは、軽いシアルのマスの上昇を、アイソスタシーによる浮上りとしてみている。私達は、アイソスタシーは地殻の発達にたいして、指導的役割は演じていないと確信している。私達は、作業仮説として、地角斜過程の説明をしやすいような仮説をもっている。それを、分化説に補足することを提案したい。それは、“地球内部の分化過程では、密度の逆転、すなわち、軽い物質の上に重い物質があるゾーンが形成される”，というペロソフの考えの変形とみることもできるようなものである。私達は、軽いマ

\* E. N. ЛЮСТИХ: Гипотеза Дифференциации Земной Оболочки и Геотектонические Обобщения, Советская Геология, No. 6, p. 28~52, 1961

\*\* 大体、忠実に全訳したが、論理的な部分は抄訳した。印刷するにあたっては、平山次郎氏、矢部之男氏にお世話になった。厚く謝意を表す。これ以後の脚注は訳者注。

グマが地球深部から上昇してくるとき、あるところで停滞し、そこで集まって、かなり連続的な水平な層を形成することがあると考える。このような状態では、重い物質が、その軽いマグマの上につけているわけである。そのような状態をペローソフに従つて、“密度の逆転”と呼ぶ。密度の逆転は不安定なもので、それが安定化しようとするために、地向斜地域のいろいろの現象をひきおこすものである。

かんたんに、この現象を説明してみよう。第1図において、上の  $K$  層が固体で、密度がどこでも均一で  $d_1$  とする。下の  $M$  層が、充分流動性をもつているとすると、系の平衡が乱れた場合、その層は、横に流れ移つて、平衡を回復しようとする。この時、 $M$  層は液体とみなすことができる。その密度を  $d_2$  とする。土台  $N$  は常に水平で変化しないと考える。



第1図 2つの層からなる模式図。アイソスタシー

第1図をみよ。Aの地域では、上の層の平均の厚さが  $a_1$ 、下の層の平均の厚さが  $a_2$  である。となりのBの地域では、上の層と下の層の平均の厚さは、それぞれ  $b_1$ 、 $b_2$  である。この時、平衡の条件は次の式のように表わされる。

$$a_1 d_1 + a_2 d_2 = b_1 d_1 + b_2 d_2 \quad (1)$$

AとBにおける高さの差、 $h$ は

$$h = (a_1 + a_2) - (b_1 + b_2) \quad (2)$$

もし、Bの地域よりAの地域の方が高いならば、この値は正であり、逆ならば負である。

(1)と(2)とを一諸にして、式をとくと、

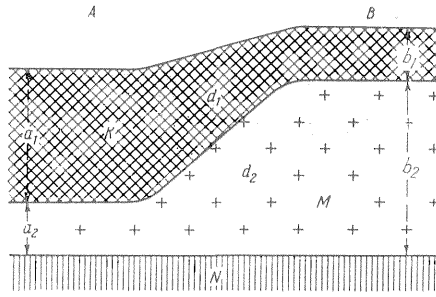
$$h = (a_1 - b_1) \frac{d_2 - d_1}{d_2} = (a_1 - b_1) \left(1 - \frac{d_1}{d_2}\right) \quad (3)$$

すなわち、高さの差は、厚さと密度の差に比例する。

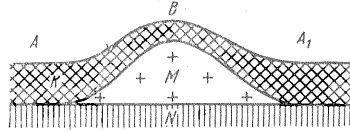
もし、 $d_2 > d_1$  ( $M$ 層が重い)ならば、普通のアイソスタシーである。(3)の式からわかるように、この場合には、高さは上の層  $K$  が厚いところの方が高い(第1図)。この条件では、Aの地域がげずられ、Bの地域へ堆積される。この場合、堆積物の密度が  $d_1$  のままであるとすると、 $M$ 層は、逆にBからAの方へ流れ移るであろう。かくて、Aの地域の  $K$ 層はもちあげられ、Bの地域の  $K$ 層は沈む。そして、両地域の上の層の厚さの差は小さくなり、高さの差  $h$  も小さくなる。地質学的にいえば、運搬や堆積は構造運動より早く行なわれることを現わしている。AとBにおける、上の層の厚さが一樣になると、表面は平らになり、運搬も止む。もし、堆積物の密度が、上の層より若干小さいと、 $a_1$ と  $b_1$  (上の層の厚さ)が等しくなるよりも前に、表面が平らになり、運搬がやむ。しかし、いずれの場合も、Bの地域では海退的な堆積物が形成される。すなわち、深い所では深海堆積物、上の方にゆくにつれて、浅海堆積物となり、陸成層となる。かくて、 $d_2 > d_1$ のアイソスタシーは運動の消滅をみちびく。

上と下の層の密度が等しいと ( $d_2 = d_1$ )、任意の  $a_1$  の  $b_1$  の値について、平衡な条件は  $h = 0$  である。層の境は密度の違いによるものではない。地表面はいたるところ水平であり、それが外からのファクターで平衡でなくなつたとしても、それは運搬とか堆積などの過程を経ずに、それ自身で平衡にもどつてしまう。

もし、 $d_2 < d_1$  (下の層が上の層よりも軽い)とすると、密度の逆転があるわけである(第2



第 2 図 2つの層からなる模式図。密度の逆転



第 3 図 AおよびA<sub>1</sub>の地域から、M層が完全においはらわれた後で運動が停止する。

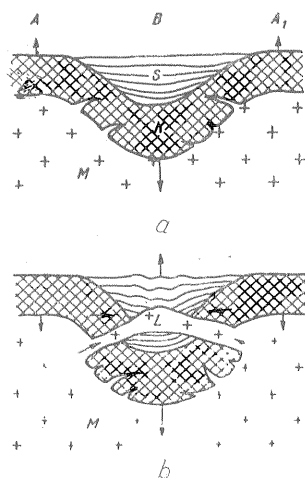
図)。 (3) の式から明らかなように、  $a_1 > b_1$  では、  $h$  は負である。すなわち、表面の高さは  $K$  層が薄い所で高くなるであろう。したがって、  $B$  の地域から運搬され、  $A$  の地域に堆積することになり、その結果、ますます早く、  $B$  の地域が上昇し、  $A$  の地域は沈むようになる。すなわち、地質学者のいうように、運動のコントラストが強くなつてゆく。  $A$  の地域では海進が起こってくる。すなわち、下部より上部にゆくにつれて、深海の相が現われてくる。ただし、下の  $M$  層の粘性が充分大きいとすると、運動のスピードが早くなつて、厚い一様の層（たとえばモラッセのような）を堆積するであろう。もし、堆積物の密度が  $d_1$  より小さく、  $d_2$  より大きいとすると、そのような層はすべて陸成堆積物となるであろう。また、もし堆積物の密度が  $d_2$  より小さいときは、海退性堆積物が形成されて、運動は終了する。

運動のコントラストが強くなる現象は、次のような5つの原因から、やがて止まるであろう。1)  $M$  層、すなわちマグマの流動性は、熱や揮発成分が失われると固くなるので、運動が止まる。2)  $B$  の地域で、  $K$  層が全部、またはほとんど全部運び去られてしまう。3)  $A$  の地域で、  $M$  層の厚さ  $a_2$  は0までなりうる（第3図）。4) コントラストの強い運動は  $K$  層に割れ目をつくる。それに沿つて、  $M$  が外へ、火山活動の形で出る。すると、それが上の  $K$  層を覆い、  $K$  層が基底の  $N$  までさがつてしまう。5)  $M$  が割れ目に沿つて  $A$  の地域に入るときに、  $B$  の地域よりも高い所へゆき、運動が逆に転換する。

最後の可能性を少しくわしくみてみよう。

上の層が厚い  $B$  の地域<sup>注1)</sup>は2つの持ち上つた部分  $A$  と  $A_1$  の間に沈み、そこに堆積物  $S$  がたまる（第4図<sup>注1)</sup> a）。そこで固い層  $K$  は沈降し、そこの方がひび割れをする（第4図に示すとおり）。流動性のある  $M$ 、すなわちマグマはその裂目に沿つて浸入する（裂目の中の圧力は固い層の中の圧力、とくに、  $A$ 、  $A_1$  に近いところよりも大きい）。マグマは  $B$  の地域の根部でだんだん裂目を大きくするだろう。結局、裂目は一諸になつて、根部は切りとられて沈み始める（第4図 b）。そこで、  $B$  の地域に残された  $K$  層は、いまでは  $A$ 、  $A_1$  の部分よりも薄くなる。そして密度の逆転の法則によつて、  $B$  の地域は上昇し始め、  $A$ 、  $A_1$  の部分が沈み始める。切りとられた  $K$  層が沈み、  $B$  の地域が上昇するためには、裂口  $L$  に形成されたマグマの流入が、第4図の矢印で示された方向に強くなる必要がある。最初は、その割れ口は狭く、マグマは両側から中央へ、上の層を分けて入ってくる。それは両側からつながつ

注1) 第4図の地域記号、  $A$ 、  $B$  はいままでのとは逆になつてきていることに注意。



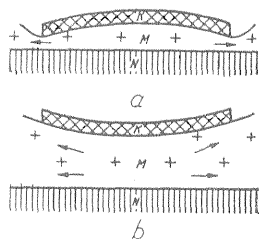
第4図 切りとられた根部と、それによる逆転運動の模式図。矢印は運動の方向を示す。垂直方向は水平方向の数倍に拡大されている。

て、まっすぐになり、 $B$  の沈降部を狭くしてゆく。 $B$  が上昇するとき、そこが褶曲される。根部がきりはなされると、その上に、もつともしつかりした部分が天井<sup>注2)</sup>のように残る。もし、この状態で花崗岩マグマが冷却すると、典型的な底盤をつくるだろう。

運動の転換は他の方法でも起こりうる。基底の  $N$  は asthenosphere<sup>注3)</sup> と考えてよい。もし、軽い液状の層が全部上へ出てしまい(噴出岩や侵入岩として)、上の層が“底”の上に完全にのつかつてしまうと、普通のアイソスタシーが生じる。もし、しばらくして、ふたたび、asthenosphere の上に軽い層があふれてきたり、asthenosphere 自身が温度の変化などで変わつてくると、ふたたび逆転運動が始まる。

いままで、われわれは上の層を連続的なやわらかい板とみなしてきた。しかし、本当は、ブロック状の構造と考えねばならない。上に述べた“地域”とは、動きやすい縫目で境されたブロックである。縫目というのは、普通狭い地域で、細かくくだかれたゾーンである。各ブロックは独自の運動が可能で、全体的な大きな運動とかならずしも一致しない。

H. Jeffreys は tectonophysics にとつて、大切な計算をした。彼は水平な、重い、やわらかい板の下から、粘性のある層が流れ出る現象を理論的に考察した。彼の計算によれば、もし、



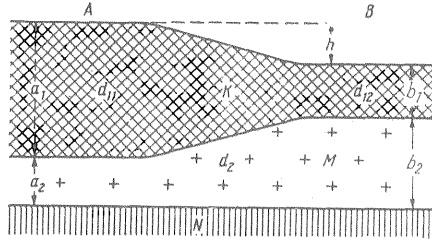
第5図 重い可塑性のある板の下から粘性のある層が流れ出す現象。Jeffreys による。

注2) roof の意ならん。

注3) 次の節にその説明がでていますが、アイソスタシーの用語で岩流圏とも訳されている。要するに、岩石が流動しうる圏内である。これからでてくる asthenosphere は、その圏の下底の面の意味である。

下の  $M$  層が薄いならば、その上にあるブロック  $K$  の中央部よりも、はしの方の下から、 $M$  層が流れ出す。そして、その結果、はしの方が沈み、ブロック  $K$  は凸形になる (第5図 a)。反対に、下の  $M$  層が厚いと、ブロック  $K$  の下の中央部の方から  $M$  層が流れ出し、そのはしの部分は、中央から流れてくるものでさえられるので、中央部が早く沈み、ブロックは凹形となる (第5図 b)。

このことから、いま一つの運動の転換が考えられる。平らなブロックが沈むと、となりのブロックの下へ流動性のある層が押しだされる。この流動性のある層は、始めのうちは充分厚くブロックは向斜状に凹んでいた。ところが、その流動性のある層が消耗するとともに、ブロックは次第にまっすぐになり、ついには逆に背斜状に凸形となってくる。



第6図 2つの層からなる模式図。  
上の層が均一でない場合

下の  $M$  層の流動性その他が、どこでも同じであつても、上の  $K$  層が部分によつて密度が違ふと、現象はもつと複雑である。第6図において、 $A$  の地域の上の  $K$  層の密度が平均  $d_{11}$  で、 $B$  の地域が  $d_{12}$  とすると、平衡の関係は次のようになる。

$$a_1 d_{11} + a_2 d_2 = b_1 d_{12} + b_2 d_2 \quad (4)$$

高さの差  $h$  は、

$$h = a_1 \frac{d_2 - d_{11}}{d_2} - b_1 \frac{d_2 - d_{11}}{d_2} = a_1 \left(1 - \frac{d_{11}}{d_2}\right) - b_1 \left(1 - \frac{d_{12}}{d_2}\right) \quad (5)$$

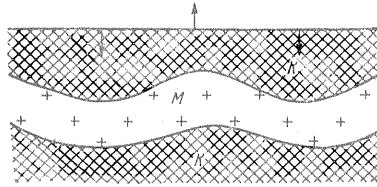
この式から、上の層の厚い  $A$  の地域の、上の層の密度  $d_{11}$  が決定的な役割をもっていることがわかる。もし、 $d_{11}$  が他の  $d_{12}$ ,  $d_2$  よりも小さいときは、 $A$  の地域は地形上高いところになる (第6図)。この地域ではアイソスタシー平衡が成立している。 $B$  の地域では  $d_{12}$  と  $d_2$  の値によつて、アイソスタシー平衡か、密度の逆転かがある。

もし、 $A$  の地域の  $d_{11}$  が他の2つより大きいとすると、この部分は沈降し、 $B$  の表面よりも低くなる。この場合、 $A$  では密度の逆転があり、 $B$  ではアイソスタシーか、密度の逆転かがある。

$d_{11}$  が  $d_{12}$  と  $d_2$  の中間のとき、 $A$  の地域では、(5) の式の右辺に入る具体的な数値によつて、 $B$  の地域よりも高いことも、低いこともありうる。また、 $h=0$  という表面が平らなこともありうる。あらゆる場合について、両地域がアイソスタシー平衡のことも、密度の逆転の状態にあることもある。

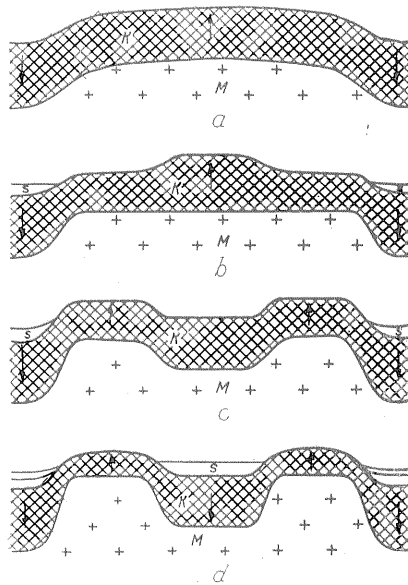
このような場合、堆積物の密度が流動性のある  $M$  層よりも小さいときは、海退的な堆積が行なわれ、逆のときは、海進的な堆積が行なわれるであろう。

基底の  $N$  が水平であると考えるのは、いろんな議論の時に便利であるからである。実際平衡条件は底の起伏には関係がない。なぜなら、それは運動が及ばないほど深いところにあると考えているからである。そのかわり、上の層の下側の起伏が大きな役割をはたしている。一様に水平な  $K$  層を考えて、その中に、よりやわらかい、流動性のある、水平でない層 ( $M$ ) があるとすると (第7図)、 $M$  の上にある固い層の厚さによつて、その部分が上を向いたり、下を向いたりする (矢印のように)。



第7図 一様でない roof をもつた液状の層が分化した運動をみらびく現象。(模式図)

アイソスタシー平衡の場合も、逆転平衡の場合も、地殻の大きなブロックは、それが統一性をたもっている間は、その平均比重によつて浮び上つたり、沈んだりする。そのブロックが比重や厚さの違つた部分にこぼされると、各部分部分は勝手に動きはじめ、地形(起伏)はたいへん複雑になる。これはとくに、逆転平衡のさいにいえる。たとえば、いま第8図aのような



第8図 ブロックのはしで、浸食された部分に關係して生じる部分的逆転運動の模式図。

大きなブロックを考えてみよう。もし、浸食によつて、はしの部分がけずられて、うすくなると(第8図b)、この部分は、他の部分ときりはなされて、上へ動く。深いところで、密度の逆転があると、この部分は中央部よりも高く隆起し、分水界をつくり、他の地域を沈降帯にしてSという堆積物をためるようになる(第8図c)。ついに、沈降は中央部に及び、そこにも堆積物をためる(第8図d)。

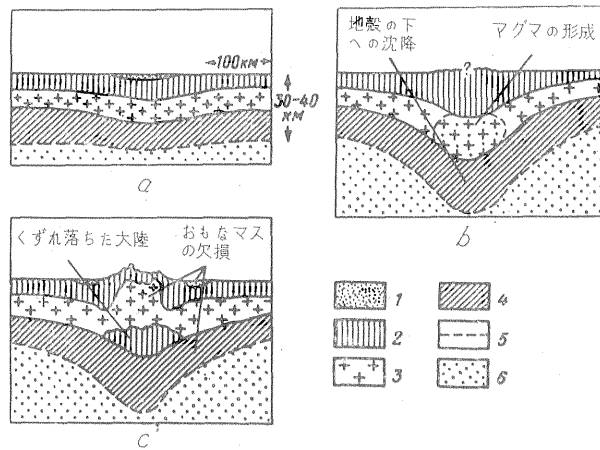
#### 密度の逆転についてのデータ

密度の逆転と、それによる構造運動は天然にもみられる。たとえば、岩塩による構造、ダイアピル、泥火山など、多くの例がある。褶曲や局所的な構造は、密度の逆転が大きな役割をはたしていることが多い。しかし、このような堆積岩中の密度の逆転の場合ばかりでなく、地殻の中、あるいは地殻の下の、より大規模な現象にも密度の逆転がある。

私達は、すでに、台地地域が重力の負の異常をもっていることを注意した。これは結晶質基盤には、軽い物質が広く分布していることによる。そのように、広大な軽い物質としては、花

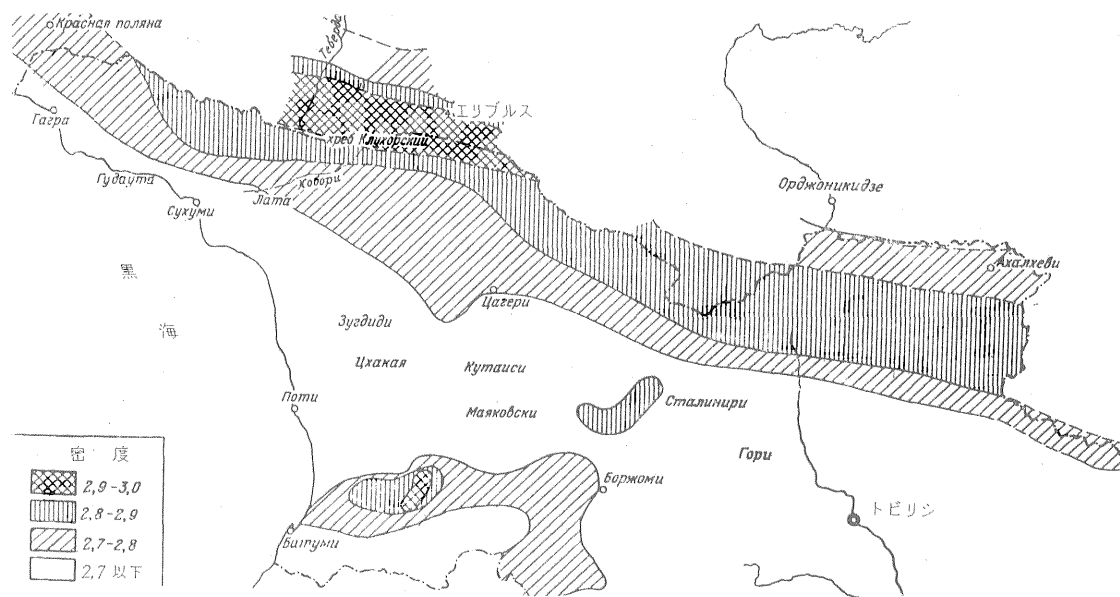
崗岩が考えられるだけである。したがって、0または正の異常をもつ、のこりの結晶質基盤は花崗岩より密なものでなければならない。そこで、花崗岩の進入が基盤のルーフまで達しないところでは、密度の逆転が起こるはずである。それは、A. C. Cook and T. Merphy (1952), M. H. P. Bott (1953, 1956) の考えである。Bott は、地殻の構造についての従来の考えを変えねばならないようなことを考えた。彼は、堆積物被覆層と granitic layer の間に、変成岩や固結堆積岩からなる「meta-sedimentary layer」というのを入れた。そして、この層の密度は、その下にある granitic layer よりも大きいと考えた。すなわち、Bott は密度の逆転は全地殻に普通の現象であると考えた。われわれは、地殻中へ花崗岩マグマが進入する原因となる密度の逆転を、部分的、瞬間的なものとして、とらえてはいけない。

M. Bott は、post-orogenic な花崗岩は stoping という方法で進入すると考えた。それは第4図にあげたのに近い方法である。アルプスにおける彼の研究はたいへん興味深いものである。東部アルプスを横切って作製された重力のプロファイルをくわしく解析して、彼は、もつとも高い山脈の中心部には、stoping によって進入した花崗岩底盤がかくされていると推定した。第9図に、この場合を解釈するシエーマを想像してみた（この場合、ルーフの運動は考え



第9図 東部アルプスの発達の様式図。M. Bott による。a-先造山期の地相堆積盆；b-地殻の造山運動による収縮と沈降；c-後造山期の花崗岩の進入とアイソスタシーによる隆起。1-堆積物、2-meta-sedimentary and meta-volcanic rocks、3-granitic layer and granite、4-中間層、5-モホロヴィツチ不連続面、6-マントル。

ていない)。中央の波頭状の部分は、上の層を切りとつた酸性マグマの圧力によりつくられたことは、明らかである。同じようなことを、われわれはコーカサスでみている。B. K. パラパーゼの作製した、グルジアの岩石の密度マップにおいて、大コーカサスに沿って重い花崗岩の広い帯がみられる。この帯の中心部は  $3 \text{ g/cm}^3$  である。エリブルスはもつとも密な所に相当する。パラパーゼは重力のデータから、エリブルスを通る地殻の構造のプロファイルを考えて。計算によると、ここには、普通の密度 ( $2.65 \text{ g/cm}^3$ ) をもつた花崗岩からなる根部が存在していることを示している。ここにも、疑いもなく密度の逆転が存在する。両方の場合とも、われわれは Bott のように、substratum 中に地殻が圧縮されて根部が形成されるとは考えていない。われわれは、割れ目に沿つたマントルからのマグマの流れとして形成されると考えている。この推定は、地相斜の発達についてのわれわれの考えに基礎をおいている。そのことを述べる前に、私達は、その考えの出発点として、または、その説明のために、事実と法則について、かんたんに示すとしてしよう。



第10図 グルジア共和国における平均密度 (g/cm<sup>3</sup>) の分布図。

### 発端の状態

よく知られているように、地球の大部分はマントルからなっている。マントルのはしの部分を、われわれは sklerosphere<sup>注4)</sup> と名付けた。その厚さは、大体 700 km で、多分かんらん岩 (peridotite) の成分をもっているであろう。海水面下 80~150 km の所で、sklerosphere 中には volnovod<sup>注5)</sup> すなわち、地震波の速度が下がるゾーン——がある。sklerosphere よりも深いマントルは、流動性がきわめて低いか、0 であるから、その中では地震の衝撃は起こらない。volnovod より上の sklerosphere をわれわれは substratum と呼んでいる。地殻は substratum の上にあり、それは granitic layer, basaltic layer と呼ばれる2つの部分からなっている。大洋の下では basaltic layer のみがある。地殻はいたる所で、アイソスタシー平衡がたもたれているが、構造運動帯では、それがはげしくやぶられている。

アイソスタシー平衡は、asthenosphere と呼ばれる深い層へ、物質が流れることによつて生じる。普通、asthenosphere は地殻の直接下にあつて、substratum と同一視されている。asthenosphere の深さは、アイソスタシー平衡をしているブロックの横の大きさから、そのブロックの厚さを知り、それから推定できる。I. D. ジョンゴロヴィッチの研究では、そのようなブロックの横幅は、あらゆる場合、700kmより小さい。S. V. エフセーエバのデータでは、それは 100~200km程度のものである。すると、80~150kmの深さの volnovod は、ちょうど、asthenosphere の境を示すと考えられる。もし、volnovod が密度の逆転の層でないならば、確実に asthenosphere であろう。しかし、このように薄い層の中で、数 1,000 km の幅のブロックの物質の流動があると考えすることは困難である。したがつて、大きな地殻のブロック (大洋の物質、南極大陸、グリーンランドなど) の平衡のさいは、sklerosphere の下にあるマントル中で流動が起こると考えられる。逆に、より小さなブロックの場合は、basaltic layer または granitic layer の流動によつて平衡が達せられる。かくて、asthenosphere はいろいろの深さにあると考えられるのである。

注4) 英訳がよくわからないので、склеросферой をそのまま英語にした。

注5) 英訳不明のため волновод をそのままローマ字化した。



もちろん, asthenosphere, すなわち流動しやすい層が, sklerosphere, すなわち流動しにくい層の中央部にあるということは, 若干むじゆんしている。きつと, asthenosphere の機械的な性質は, 場所によつて違うのであろう。それが充分動きやすく, アイソスタシーが完全に存在している所もあるであろうが, たとえば, 列島弧 (ここでは, asthenosphere がないらしい) などでは, asthenosphere が動きにくいのであろう。それは, 列島弧の位置にたいへん強いアイソスタシーの重力異常があることや, 地表にまで達する惑星的な割れ目があることとも対応している。

Sklerosphere は惑星的割れ目でたちきられており, そこに地相斜が発達する。地相斜には2つのタイプが区別される。第1のタイプは「複雑な列島弧」である。ここでは, 惑星的割れ目は傾斜した深発地震帯である。それは海溝として表面に現われており, 列島弧の外側に火山を伴わずに走っている。内部の火山列島弧は, 惑星的割れ目が100~150kmに達するところにある。第2のタイプの地相斜はアルプスである。それは大陸的性質の地殻をもつた地域に発達している。このような地相斜の構造はより対称的である。それは内部の隆起帯と台地に接する沈降帯という帯状配列をなしている。台地側に, 前縁沈降帯が発達する。第2のタイプの地相斜は, ソビエトの研究者によつて, よく研究されている。

地相斜はサイクル的に発達する。しかし, お互いにはなれた地相斜においては, サイクルの同時性は守られていない。地相斜のサイクルは基本的に2つの時期に分けられる。最初の一般的沈降と, 次の一般的隆起である。私達は A. N. マザロヴィッチに従つて, もう1つの時期を加える。それはその2つの間にあつて, 一般的逆転運動の時期である。この第2の時期は運動のコントラストや細分化が強まる時期である。しかし, 運動のコントラストや細分化は, この時期を特徴づけている海水面に近いところで行なわれていることを考えに入れねばならない。もし, その時の地形が海水面よりも著しく深いか, または高いかすると, そのコントラストや細分化は著しくない。地相斜サイクルの各時期の特徴は次のとおりである。

第1段階。運動の徐々の活発化と細分化を伴う一般的沈降。塩基性噴出岩。

第2段階。一般的沈降から一般的隆起への移りかわり。中央隆起帯の出現とその側方への徐徐の拡大。前縁沈降帯の出現。ところどころでの運動の活発化。せまい, はげしい隆起 (コルジレラなど) や部分的な逆転。

第3段階。一般的隆起 (地相斜の終末)。山脈の形成。個々の地域が「内部沈降帯」または「load-trough」の形で沈降。一般的な隆起をバックに, コントラストな運動がはげしくなる。縁辺沈降帯は堆積物でみとされ, 地上の沖積平野にかわる。多くの大きな酸性岩体 (底盤など) の侵入。

第3の段階のあと, 新しいサイクルの始まるまで, 時には「pseud-platform」的な様子を示すことがある。

台地と地相斜の運動の関係を注意することは大切である。地相斜の沈降帯は, 台地まで拡がるとしても, 時期がおくれる。また, 地相斜の上昇に伴つて, 接している台地には海退性の堆積が伴われる。われわれは, V. V. ベロウソフの, 地殻の発達をみちびくおもしろな運動は, 垂直方向のものである, という意見をとり, 褶曲は常に隆起 (または沈降から隆起への移りかわり?) に関係していることは明らかである。その原因は, たいへん複雑で, 特に注意する必要がある。褶曲形成の可能性の1つは, 上述のような逆転運動のなかにある。

地相斜の発達には規則性があることは明らかである。大洋底は地殻の発達過程における先地相斜段階に相当するものと考えている。列島弧は若い地相斜, そしてさいきん終わった地相斜に特徴的なものである。第2のタイプの地相斜は, それよりも古いもので, 発達のサイクルのすでにすぎさつたものである。結局, 地相斜は死滅して台地にかわる。これは, granitic layer が薄いか, ほとんどない大洋から, granitic layer も basaltic layer も一様にあるような大陸型の厚い地殻へ, 地殻が発達するという方向性とみられる。地相斜過程では, マントルから新

しいシアルがつけ加えられ、大洋殻が大陸殻へ再構成される。

### マントルの分化

大洋の下の玄武岩質地殻は、多分海底火山の噴出物からなつているのであろう。また、これらの火山岩はマントルからきたものであることも明らかである。これは、A. P. ヴィノグラドフの実験によつてもたしかめられている。J. T. Wilson は塩基性マグマは、マントルの上部、すなわち substratum から分化すると考えた。Wilson の説は完全に信頼されるべきものではないが、地殻の発達史や法則性に、より調和するので、われわれもこの説をとる。

地殻の granitic layer の成因はより複雑である。それは花崗岩化作用によつて形成されるという説がたいへん多い。この場合、basaltic layer、または、その崩壊によつて生じた塩基性の成分をもつた堆積物が花崗岩化作用をうけたと考えることが必要である。そのような岩石の花崗岩化作用のためには、マントルから大量の Si と Al が注入されることが必要である。これらの元素は、マントルから地殻をとおして浸透する蒸気やガスのような揮発成分とともに、 $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  の酸化物の形で運ばれると考えられる (揮発成分はとくに水蒸気にとんでい)。A. Y. サルトイコフスキーの計算によれば、塩基性岩石から現在の granitic layer を形成するためには、約  $5 \cdot 10^{15}$  ton の Si と Al が加わらねばならない。全水圏の水の量は  $1.4 \cdot 10^{18}$  ton でしかない。全地質時代を通じて、地球内部からはき出された juvenile な水蒸気の量は、水圏の量を著しくこえることは不可能であるし、また、水蒸気は、その数倍もの酸化物を運ぶことも不可能である。かくて、granitic layer が花崗岩化でできるという仮説はだめである。

Granitic layer の形成を明らかにする、ただ1つの可能性は、次のようなことである。それは、地殻中に、下部から入ってくる初生的な酸性マグマとして、だんだんに形成されるのである。Wilson は、地向斜地域では、70~80 km の sklerosphere から中性成分 (安山岩火山をつくる) のマグマが上昇し、安山岩の崩壊したものが地殻の granitic layer をつくると考えた。しかし、granitic layer は成分的には安山岩ではない。B. A. マグニッキー は、地殻の下、または地殻の中で、安山岩マグマは酸性および塩基性の層に分かれ、それが granitic および basaltic という2つの layer になると考えた。私は、地向斜地帯では、マントルの深い所 (asthenosphere よりも深い) から酸性マグマが供給され、ここで初生的に花崗岩が生じるといふ、もつともかんたんな考えをもつている。しかしマグニッキー、Wilson の考えは、いろんな形で、私の考えにとり入れられている。

### 地質構造についての仮説

われわれは、マントルの分化の仮説の基礎に、地向斜の発達を明らかにする作業仮説を考えたい。この発達のおもな原因として、隆起と、地殻中への酸性マグマの貫入を考えている。何度も述べたように、われわれは、われわれの考えが完全に説明しつくされたものとは思っていない。われわれは、疑いは、かたよつた確信よりも有用であると思つている。それでこの説も他のものと一緒に、皆の検討をうけたいと思つて述べるわけである。

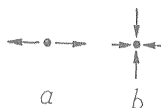
どんな説でも、台地と地向斜の運動の関係、および地向斜サイクルにおける火成活動の連続性を説明するとき、もつとも大きな困難に遭遇する。すでに述べたように、台地と地向斜との運動の関係については、地向斜帯の一般的隆起が近接する台地地域の隆起を伴ない、一般的沈降が沈降を伴なう。ただ一般に、台地の運動はおくれる。このことは、その間に一つの機構が存在することを意味する。その機構の影響する範囲は、数1,000 km のオーダーの地域である。そのような運動の中心は、少なくとも同じぐらいのオーダーでなければならない。したがつて、このような活動の中心は sklerosphere の底か、それより深くなければならない。これは、われわれに2つの分化説を考えさせる。第1は、地向斜の一般的隆起は、sklerosphere の伸長 (ぼうちよう) による惑星の割れ目の崩壊の結果である。この割れ目のゾーンが熱せられる

と sklerosphere の物質の分化が促進され、分離した酸性マグマは上昇して構造的仕事をすする。この考え方によれば、sklerosphere の伸長（ぼうちよう）について、補足的な仮定をしなければならぬ。第2の考え方は、分化はもつと深い所で起こる。つまり、マントルの下か、核の所。sklerosphere は最初の境界となり、そこでは浮上るシアルが停滞し、深部での逆転層となる。

第1の考え——酸性マグマが sklerosphere で分かれる

第1段階。一般的沈降。われわれは、とくに惑星的割れ目に起こる、sklerosphere のぼうちように関連して、地向斜の一般的隆起が起こるといふ、V. V. ペロソフの考えを借りよう。sklerosphere が熱せられないときは、地球の内圏 (geosphere) による熱の他に、sklerosphere のぼうちようの原因をみつめることはむづかしい。地球内部の温度が  $10^{\circ}\text{C}$  上昇し、惑星的割れ目の全体の長さが 60,000 km とすると、割れ目の伸びの方向に直角に、割れ目は 2 km おしひろげられるであろう。この結果、sklerosphere の厚さが 700 km とし、地向斜帯の地表での平均の幅が 300~400 km とすると、この地帯は 3~5 km 下がることになる。沈降帯の中心部では、沈降量は明らかにその2倍はあるであろう。地向斜には、まさに、そのぐらゐのオーダーの沈降がみられる。しかし、B. V. レービンと S. V. マエーパの計算によると、100 万年 (地質構造のサイクルのオーダーの時間) に、内部の geosphere は  $25\sim 45^{\circ}\text{C}$  も温められる。したがって、われわれの仮定は地球の thermal history の観点からは問題はない。

しかし、それは、地球のどこでも、同時に、かつ、ひとしいだけ増大するという条件である。いろいろの大きさの地向斜運動において、その強さが一様でないことと、いろいろの地向斜における構造運動のサイクルが同時でないこととは、むじゆんするようである。しかし、これは、マントルの、とくに sklerosphere のレオロジー的な性質が、時間的にも、空間的にもそれほど一様でないことを認めることによつて、さけることができるであろう。



第 11 図 内部の点における張力。a-(一般的な圧縮なしの)張力が働いた場合、b-(あらゆる方向へ圧縮されている条件下で) 水平方向の圧縮が弱められた場合における「張力」。

巨大な静水圧下のぼうちようは、言葉通りの意味でのぼうちよう力とはならないで、水平方向において圧力が下がるだけである。垂直方向の圧縮の優勢を伴つた張力の差が起こる。この考えを少しくわしく解釈してみよう。

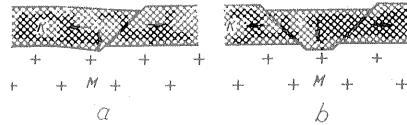
ある物質からなる角材を実験室で水平方向にひっぱると、角材の各点では、水平方向へひっぱる力が働き、角材は弾性的に延びる。張力が耐久力の限界を超えると、角材に裂目が入り、2つに割れる。自由になつた各部分は、弾性力のもとで、始めの長さにちぢまり、裂目は開いたままとなる (第 12 図)。地球内部では、まったく違つた条件がある。水平方向のぼうちようは、なによりも前に水平方向の圧縮力を下げる。あまり深くない所では、この圧縮力は、0



第 12 図 張力下における角材の割れ目

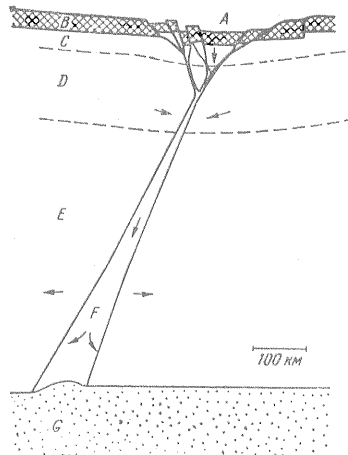
から、ついに方向を変えるまで、すなわち、本当の張力が働くようになるまでに、なりうる。しかし、sklerosphere では張力の差が限界に達して、不可逆の変形が始まる。この時の正常な張力の関係は第11図に示したようになる。すなわち、垂直方向の圧縮も加わったかのような形となる。かくて、ここでの崩壊は垂直方向の圧碎の結果おこる。このような崩壊のタイプは V. V. ベロウソフによつて研究され、E. I. チェルトコーバによつて実験的にたしかめられている。圧碎された切片には、傾いた台形(断面)に分かれる。この場合、sklerosphere の上につていているものが一様でないこと、sklerosphere 自身が他のマントルの上につており、物理的にも一様でないことのために、問題が複雑となる。

われわれは、惑星的割れ目は、まさにこのようにして生じると考えている。第1のタイプの地傾斜の場合、第13図 a に示すように、1つの傾斜した割れ目があると考えられる。第2のタイプの地傾斜は、2つの割れ目(第13図 b)によつて形成されるグラーベンのようなものか、



第13図 sklerosphere の引きのばされたいに生じる惑星的割れ目。K-sklerosphere, M-その下のマントル。矢印は運動の方向を示す。

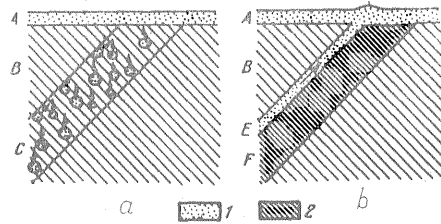
またはもつと複雑な割れ目のシステムとして形成される。いずれの場合も、割れ目に沿つて断層が生じ、その結果、sklerosphere に水平圧縮が発達する。しかし、それは垂直的な圧縮より小さい。割れ目におけるプラスチックな流れは熱をみちびき、その物質の流動性をます。かくて、割れ目は、充分かんまんな運動に対しては、粘性のある液体の性質を示す。われわれは、この割れ目のゾーン(層)に「reoklinal」<sup>注6)</sup> という名をつけている。reoklinal では、明らかに、切線的張力は不可能である。そこでは、静水圧が卓越している。reoklinal の物質は、その下の方で、sklerosphere の水平圧縮が完全に回復されないうちは、割れ目の壁に沿つて、しぼり出されながら、下へ流れてゆく(第14図)。(reoklinalの上では、reoklinalの物質が



第14図 最初の段階。地傾斜の一般的沈降。A-地傾斜沈降部、B-地殻、C-substratum、D-aesthenosphere、E-sklerosphere、F-reoklinal、G-マントル。水平方向と垂直方向はほぼひとしい。

注6) ロシヤ語 реоклиналь のローマ字つづり。

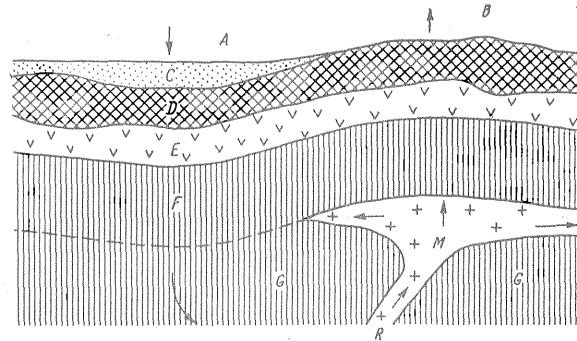




第16図 reoklinalにおける分化。A-地殻、B-sklerosphere、C-reoklinal、E-酸性マグマの層、F-シアルに乏しいシマの層。1-シアル、2-シマ。

第1のタイプの地尙斜では、酸性マグマは垂直方向の割れ目に沿つて上昇し、内部の火山列島弧をつくる(第15図)。実際には、その地表には、酸性でなく、中性の熔岩(安山岩質)が出る。Wilson とマグニッキーの考えをとらないとすると、ここでは酸性のマグマと塩基性のマグマの混合が促進されることになろう。しかし、火山弧の成因は、垂直方向の割れ目を仮定しなくても、別の方法で説明できる。reoklinal に沿つて上昇する酸性マグマは断熱的に冷却される。sklerosphere の下部と中部では、温度勾配は断熱に近い。そこで、そのマグマの温度は壁の温度とそれほど大きく違わない。しかし、地表に近い、温度が急にさがる地域では、マグマの断熱変化が充分ではなく、たいへん熱く、垂直方向へ自分自身の道をとかしながらすすみ、中性(安山岩質)になる。

第2のタイプの地尙斜では(第17図)、酸性マグマは reoklinal R の分岐から出て、asthenosphere G を通して浮上る。そして、マグマにとって、比較的小さい浸透性をもっている



第17図 第2段階。一般的運動。A-前縁沈降部、B-中央隆起帯、C-堆積物、D-地殻の《granitic layer》、E-《basaltic layer》、F-substratum、G-asthenosphere、M-酸性マグマ、R-reoklinal。矢印は運動の方向を示す。

substratum Fに出会う。そこで、そのFの下にとどまつて、大きなラコリスか厚い板状の形をとる。このような酸性マグマの集積は reoklinal から asthenosphere への出口のゾーンに沿つて、すなわち、地尙斜の軸に沿つてひろがる。マグマの集積しているところの上のF、E、D層は高くなつて、結局地尙斜における中央隆起帯Bが生じる。酸性マグマの新しい活動がつけ加えられるにつれて、それは substratum の下にひろがる。かくて、中央隆起帯もまたひろがり、だんだんに全地尙斜地域に及ぶようになる。そして、一般的な運動の転換がおこる。

地尙斜の最初の段階に、沈降帯の台地に接した部分の下から、asthenosphere のゆつくりした流れがはじまる。また、sklerosphere の、とくに上部において、著しい張力の差があることを忘れてはいけない。それは弛緩によつて、ゆつくりと終る。この張力の弛緩は、reoklinal のそばへ、sklerosphere のゆつくりしたはい下がりを伴なう。第2の段階で、reoklinal から

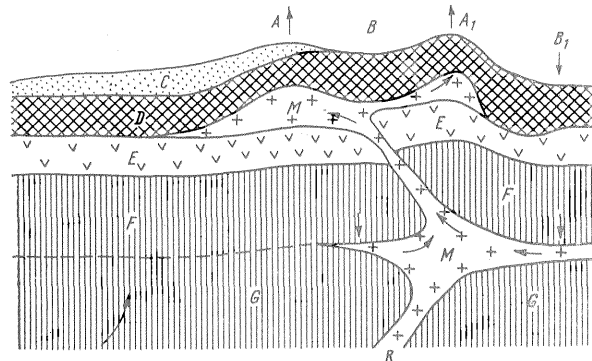
酸性マグマが入るに応じて、reoklinal の上部の圧力は大きく下がり、この過程は強化される。これは2つの結果を伴なう。第1に、それは reoklinal 中の圧力ある程度まで回復し、そのために、酸性マグマがはげしく押し出されることを防ぐ。第2に、それは台地に近い所の沈降をひきおこし、その結果、縁辺沈降帯 A (第17図)をつくり、そこに堆積物 C がたまる。より弱い沈降は、台地に接近するすべての地域にひろがり、浅い海進をおこす。

Reoklinal 中の圧力は若干の原因によつてきまる。酸性マグマの流れのスピード、sklerosphere 中の張力の弛緩のテンポ、asthenosphere の流れのスピードである。その他に、別のフアクターも加わる。すなわち、堆積物の運搬や堆積による広い地域の軽量化と荷重がある。これら、reoklinal 中の圧力の変化をうみ、空間的にも時間的にも構造運動の不均一さをみちびく。

この段階で、重い substratum の下には、はるかに軽い酸性マグマが集積する。すなわち、最初の密度の逆転がある。これは密度の逆転の「下のステージ」である。かくて、第2の段階では地向斜の平衡はアイソスタシーから逆転になる。運動の一般的逆転の他に部分的な逆転もみられる。局所的な構造の変化は、部分的な条件によつてきまるであろう。しかし、この時の逆転層は深い所にあるので、この新しい運動には、大きなブロックのみが関係するであろう。その大きさはいろいろの原因によつてきまるが、それには地殻や substratum の前の破砕のされ方や、その組成の不均一さ、地形などがある。

この段階で (第17図参照)、酸性マグマが substratum F を貫いて、玄武岩層 E、または花崗岩層 D の下までも入りこめないと考えられない。おそらく、個々のマグマの枝は、もつとも都合のよい所へ貫入するであろう。そのような個々の部分に分かれた枝は、部分的な隆起や、地表に近い所の密度の逆転を形成する。そして、はるかに細かいコントラストの現象がみられるであろう。これは、本質的には、すでに地向斜発展の第3段階である。

第3段階。一般的隆起。地殻中への酸性マグマの侵入はより多く、はげしくなる。この段階では、マグマが地殻の下から地殻の中へ入るときに始まる。ここでは密度の逆転の「上のステージ」が形成される (第18図)。酸性マグマの上部への貫入は時間的にも、空間的にも不均一に生じる。はげしくマグマの貫入する場所 (A, B, A<sub>1</sub>) では、地殻の下や地殻の花崗岩層 D の下に密なマグマ溜りが形成される (第18図)。すなわち、著しい厚さの、広い逆転層が形成される。これらの地域の間、B<sub>1</sub> のようなところが生じる。そこでは地殻にマグマが通りぬけず、逆転層はあつたとしても「下のステージ」の上のみである。表面近くにマグマがきた所では、逆転平衡の法則によつて、上昇する。内沈降帯 B<sub>1</sub> の側に山の斜面が生じる。酸性マグマ M の地殻の下に集積は山の根部をつくる。隆起地域は、密度の逆転が浅いかわりに、



第18図 第3段階。一般的隆起。A-縁辺隆起帯, A<sub>1</sub>-内部隆起帯, B-山間沈降部 (副次的逆転), B<sub>1</sub>-外側沈降盆地, あとは第17図に同じ。

個々の小さいブロックは、独立した運動をするようになり、運動は細かに鋭くコントラストのある特徴になる。局部的な条件や、事件の進行次第で、それらは運動の方向を何回か変えたりする。隆起帯  $A$ ,  $A_1$  の下のマグマ  $M$  は地殻の上の層準を貫きながら、多くの底盤をつくる。

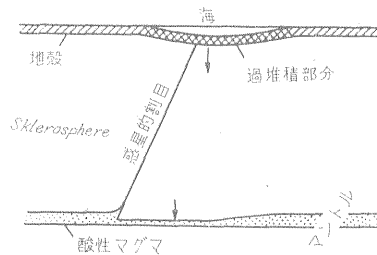
第3段階の最後に、酸性マグマは reoklinal から出てしまつて、その中の運動はとまつてしまふ。しかし、以前の張力のゾーンに asthenosphere や sklerosphere が流れることはつづく。山地前縁の沈降帯や台地の沈降帯は堆積物でうめられ、アイソスタシーで上昇する。惑星的割れ目の張力が長く更新されないならば、平和とアイソスタシーの支配の時期が始まる。地殻の下の酸性マグマの溜りはおとろへ、構造運動は消える。そして地形は外因的な力により準平原化する。これが「pseudo-platform」である。

### 第2の説——酸性マグマが Sklerosphere の下で分離する

われわれの第2の説は、sklerosphere 中では塩基性マグマのみが分離し、酸性マグマは深い所——マンツルの下の部分か、あるいは核の中で形成されるという予想である。この説では、sklerosphere 中の割れ目をみちびく内部の geosphere のぼうちようを考える必要はない。酸性マグマは、マンツルを通して上昇しながら、sklerosphere の底に対して「下の逆転層」を形成する。この層の上の sklerosphere の圧力は、場所によつて違ふと考えられる。それは、主として、地殻や asthenosphere 中の物質の不均質な分布のせいである。大洋に近い所では(第1のタイプの地角斜)、近くの陸地から運ばれた広大な堆積物が excess load を形成することがある。load の分布の広範な不均一性 (sklerosphere の厚さのオーダーでの横のスケール) は、「下の逆転層」にも、完全に、または部分的に完全に伝わるので、平衡は sklerosphere の下へ酸性マグマが流れることによつて達せられる。つみすぎた所は、隆起した運搬地域のかわりに沈降する。そして、その方向への運搬を容易にする。これが、サイクルの最初の段階で、第1の説のぼうちようの段階に相当する。第2のタイプの地角斜では、前の時代から残つていた酸性マグマの進入したものが、最初の excess loadをつくる。

また、他の推定をすることも可能である。すなわち、マンツル物質の分化はどこでもは行なわれないうし、また、分化は容積の減少を伴なう。この場合、sklerosphere は酸性マグマの分離する地域の下で沈む。堆積物でみたされた沈降帯の形成は load の不均一性をつくり、それが沈降をつよめる。

2つの場合とも、沈降は sklerosphere の中に張力 (tension) を生じる。傾斜した惑星的割れ目は over-load の地域の沈降をやわらげるために形成される (第19図)。割れ目のゾーンに



第19図 sklerosphere の下での酸性マグマの分化を現わしている概念図。

においては、塩基性マグマの分離がうながされる。割れ目の下からは、酸性マグマが向かつてくる。それは塩基性マグマを上につき出し、そのあとで地殻に向かい、密度の逆転の「上のステージ」をつくる。その他のことは、第1の説と同じよう進行するが、その地域から酸性マグマの出口としての縁辺沈降帯の形成と、台地の load は違ふ点である。酸性マグマは sklerosphere から切開面を通つてすばやく流れる。