

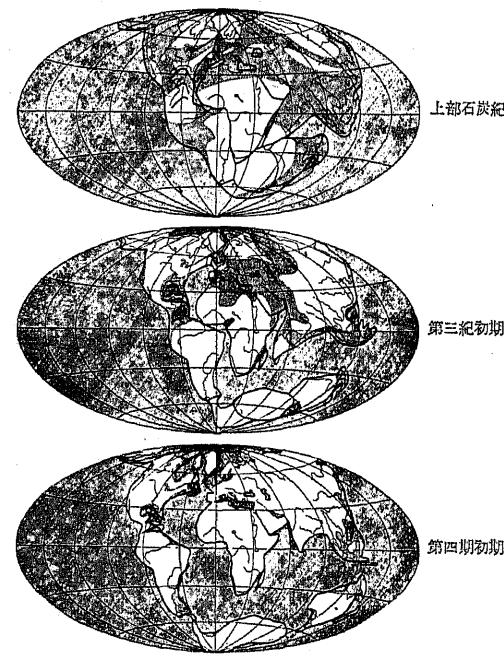
第二章 地殻の運動

第3節 地殻運動の學說

1) Wegener の大陸漂移説

A. Wegener の説はその基礎をアイソスタシイの原理に置いてゐるのであつて、更に現在の大陸の分布の原因に就て説明を與えてゐる。この説によると陸地はシアルからなりシマの上に浮んで居り太洋の底はシマから成つてゐるものとする。且現在地表に散在してゐる大陸も嘗ては一つの大陸塊をなしてゐたが、古生代の末に分離して次第に移動し遂に今日見る如き分布を取るに至つたもので、太平洋は元來の海即ち昔からのシマ露出部であつたものと考へる。

Wegener は自分が大陸漂移現象のヒントを得たのは、南アフリカの西海岸と南アメリカの東海岸との著しい形の類似であり、一方に湾入部があれば他方にそれに相當した位置に形狀の突出部があ

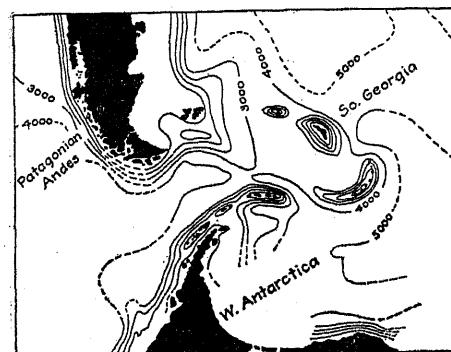


第 15 圖 Wegener による大陸漂移状態
によるとヨオロツバとグリインランドとの距離は、1823 年から 1870 年の間に 1 年間平均 9m、1870 年から 1907 年迄に 1 年間平均 32m 距りつゝある。早乙女博士によると東京とウラジオスト

¹⁾ A. Wegener, Die Entstehung der Kontinente und Ozeane, Braunschweig, 1915.

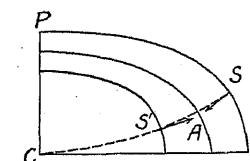
り、兩大陸は嘗ては一つの大陸を形成してゐた事を考へさせられた爲であると述べてゐる。第 15 圖は色々の地質時代に於ける大陸分離の状態を表はしたものである。若しも大陸漂移が眞であるならば互に分離した地塊を再び組合せて見た時に相互の間に地質的連續が期待される。この問題にも澤山の研究が行はれ相當面白い結果が得られてゐる。其の外從來所謂陸橋の考へから説明されてゐた動植物の特殊な分布状態に關しても合理的な説明が得られた(第 16 圖)。

大陸漂移説 (*Kontinentverschiebungstheorie*)
は又測地學方面からも支持されてゐる。即ち地表上各地の經度の差が次第に大きくなりつつあることが實測されてゐる。Koch の観測



第 16 圖 アンデス山脈が南極大陸西部に延長せる事實

ら赤道方面に向はしめる力と西方へ移動せしめる力との二つに依るものであることが判る。この原動力に關する Eötvös の説明は次の如くである。今地軸を含んだ平面で地球を截断して見るとその切口及び種々の深さに於ける水準面は橢圓となつて顯はれるが、その橢圓の扁平度は深くなる程小さくなる。故に地表上的一點から内部へ重力の方向に沿つて下ると、その経路は直線ではなくて赤道の方に屈つた曲線となる(第 17 圖)。故に今シアル上に浮ぶシマなる大陸塊を取つて考へると大陸塊に作用する重力は重心 S に於て SA の方向を有し、大陸塊に及す浮力は排除された體積の中心 S' に於て S'A なる方向を取る、兩者は平行ではないから合力をなして地塊を赤道の方へ押す。この力は緯度 45° の所で最大で重力加速度の 200 萬分の 1 となる。シマの粘性係数を 10^{10} 程度のものとして考へると、緯度 45° の部分に於けるこの力に依る大陸の移動量は赤道の方に 20cm となる。大陸が西に移行する原動力に就ては月や太陽の引力と考へる人が多い。之等天體が西から東へと運動する間にシマに浮ぶシアルは力を受けて相對的に西に漂移する。



第 17 圖

2) Joly の地殻輪廻説

・地殻の大變動といふものは週期的に起きてゐる。この現象の説明に重心を置いて地殻の熱的輪廻を説いたのが Joly の説である。この學説はアイソスタシイの原理と地殻に於ける放射能物質の作用とに基礎を置いてゐる。岩石は微量ではあるが放射能物質を含むものであつて、岩石 1gr 中のその量は Joly 等の測定に依れば第 4 表の如くである。

即ち花崗岩の如き酸性の岩石中には橄欖岩の如き鹽基性の岩石よりも多量の放射能元素が含まれてゐる。水成岩中には火成岩中に於けるよりも少ないので普通であり、隕石中には更に少ない。シ

²⁾ J. Joly, The Surface History of the Earth, 1925

ツクの間の經度は 1881 年から 1916 年の間に 0.21 秒增加した。即ち一年に約 2m の移行が認められるのである。この説明は必ずしも大陸の漂移に依らなくて他の地殻運動の爲とも考へ得るが、兎に角地表上二點間の距離の變動が數量的に實測されてゐることは注目に値する。

最後に、然ばに大陸を漂移させる力は何であるかを研究する必要がある。漂移したと考へられる大陸の分布を調べて見ると、その運動は大陸を極の方か

第 4 表

岩石	測定数	ラヂウムの量	トリウムの量
花崗岩	22	3.54×10^{-12}	2.31×10^{-5}
安山岩	7	2.26×10^{-12}	0.61×10^{-5}
玄武岩	58	1.19×10^{-12}	0.77×10^{-5}
橄欖岩	21	0.80×10^{-12}	0.61×10^{-5}

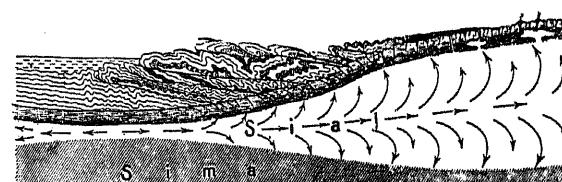
マ帶を造るものは玄武岩質のものであると考へられてゐるが、これは比較的溶融點が低い。シアル帶をなす岩石中には放射能物質は割合に多量あるが、熱傳導度は頗る悪い。その爲にシアル帶の底には放射熱が蓄積されて計算上 $25,000,000$ — $30,000,000$ 年毎に玄武岩帶は熔融状態に達し、シマは膨脹してその上のシアルは張力を受ける。この時大陸は漂移を起すが、同時に蓄積された熱は大洋を傳はつて逃げ去り玄武岩帶は再び固結しシアルは圧縮を受ける。

この時造山の現象が熾烈となり地塊と地塊との間に山脈を生ずるといふのが Joly の見解である。即ちこの説では展張期と圧縮期とが前後して存在することになる。

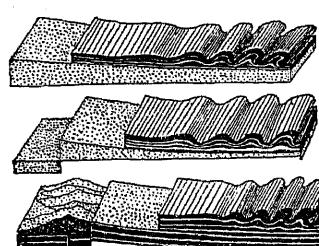
Joly の説に基き色々物理學的計算が試みられてゐるが、その結果は大體に於て地質學の教ふる所と一致してゐる。Joly の引用する地質學的事實も比較的當を得てゐるが、總べての時代且總べての地方の造山運動を説明し得る程有力ではない。但しアイソスタシイの原理を取り入れて放射能に基く獨自の見解と巧に調和せしめ地質變動の週期性を説明した點は頗る興味がある。

3) Haarmann の波動説

波動説 (*Oszillationstheorie*) とは極めて最近發表された説で、その基礎も亦地殻平衡説に置かれである。この説に依れば主に地軸の變化による地殻の平衡の破綻を取り戻す爲に地下の岩漿帶の移動があり、その爲に地表に大規模な地凸部 (*Geotumor*) 及び地凹部 (*Geodepression*) を生じ、この兩者



第 18 図 Haarmann 説による地層の滑動



第 19 図 地層の滑動

4) Kober の造山論

地球收縮説 (*Contraction theory*) は最初 Descartes によつて提唱されたもので起源は頗る古く、Dana, Suess, Heim 等の有

i) E. Haarmann, Die Oszillationstheorie, Leipzig, 1930.

名な地質學者は何れも之を支持して來たのであつたが L. Kober ¹⁾ に於て大成された。彼の説く所によると地殻は古く固結せる 8 個の單元大陸 (*Kratogen*) とそれらを包圍するプラスティックな造山環 (*Orogenic Ring*) とより成り、クラトオゲン (*Kratogen*) が造山環を主動的壓力を以て兩側より壓迫する爲に褶曲山脈を生ずるものとし、この壓迫作用の根本原因は地球の收縮に在ると考へた。

クラトオゲンとその周囲の造山環とを合せて地體構造の單元をなすものとし、之にオロゲン (*Orogen*) なる名稱を與えた。彼はこのオロゲンとして地球上の大陸をユーラシア、アフリカ、印度、オーストラリア、北アメリカ、南アメリカ北太平洋、南太平洋及び南極大陸の 8 個に分けた (第 27 圖参照)。

造山作用を受けた造山環部は岩漿の進入其の他の原因で次第に固化し次の時代にはクラトオゲンの周縁部を構成する、而してその外側に接する部が地向斜帶として新しい沈積を受ける。即ち此の如く考へれば第三紀の造山運動によつて生じた現在の褶曲山脈は中生代には地向斜であつた地帶であつたことになる。

第 4 節 地殻運動

1) 造陸運動

廣い地域に亘る地盤の緩慢な隆起と沈降 (Secular upheaval and subsidence) を造陸運動 (Epeirogenic movement) といふ。この運動は海岸線の運動に依つて認識される場合が多いのであつて、果して陸地の上下運動に基くものであるか、海水面の運動に原因するものであるかは一應考慮に値する。海水面の位置は地質學的には必ずしも不變とは考へられない。珊瑚礁の成因に關して氷河調節論者の説く所に依れば洪積期時代に於ては極地方の大氷蓋の引力に依り低緯度地方の海水面は低くなり、高緯度地方に於ては高くなつてゐたといふ (第 13 圖参照)。若しこの論の説く所が眞實であつたとすればこの時代には赤道地方に於ては陸地の相對的上昇が見られたであらう。この外、火山の大活動期に於ける岩漿水の注入、地殻運動による海底地盤の運動は海水面の位置を變動せしめたに相違ない。

併しながら地殻平衡説の項に於て述べた如く洪積期に於て厚い氷塊で覆はれてゐた地方がその重量に依つて沈降し、氷塊が消失した後に原位置に復舊せんとして上昇しつゝある事實は明かに地盤そのものの運動を物語つてゐるのである。

i) L. Kober, Der Bau der Erde, II. Aufl. Berlin, 1929.

兎に角何れの原因によるとしても造陸的運動の行はれてゐることは次の様な事柄に依つて目撃することが出来る。例へば海岸の崖に貝殻類の附着してゐること、又は穿孔介 (boring shell) の孔が澤山見られることなどは明かに陸地の隆起を示してゐる(第20圖参照)。海岸地方に屢々見られる平坦な臺地は海岸段丘と呼ばれるが、これは海蝕のために生じた平坦面即ち波蝕臺地 (Wave-cut terrace) 及び波成堆積臺地 (Wave-built terrace) が隆起したもので、その末端の崖には波蝕洞窟等が現在の汀線より相當高い所に見られる例も少なくない(第三章第9節第175圖参照)。

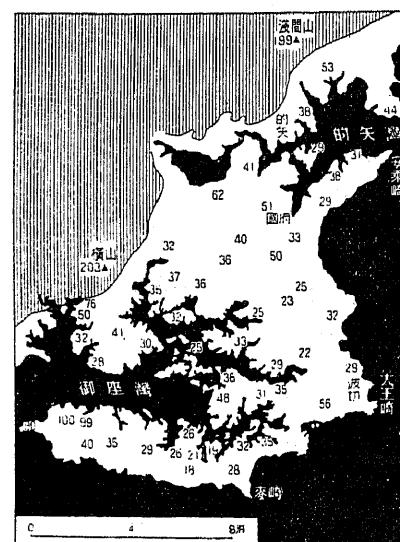
大陸内部に於ける造陸運動は隆起準平原や河の穿入蛇行等によつて認められる(第三章第7節第73圖参照)。即ち昔ては河の侵蝕が大いに進み、山地は全く削り去られて海面上あまりに高からざる所に生じた老年期地形たる準平原が再び隆起して隆起準平原となり、又は老年期平原上を蛇行してゐた河が地盤の長期に亘る上昇でそのままの河道を刻み込んだものである。

地盤の沈降運動もその證跡が少くない。有名な伊太利の Sérapis の殿堂の遺跡たる大理石柱は、その建築後一度海中に沈み後に再び隆起した形跡を有してゐる(第20圖)。この外海岸に發見される森林の遺跡、汀線の變化も地盤沈降の證跡であるが、更に大規模なものは所謂リアス式海岸 (Rias type coast) で特有な溺れ谷地形 (Drowned valley topography) を示してゐる(第21圖)。(詳細は第三章第9節(2)海蝕地形の項参照)。

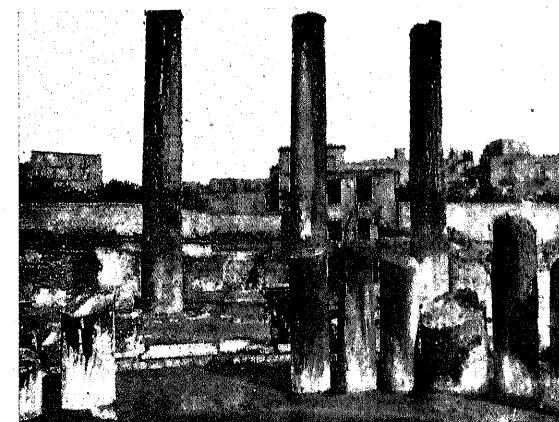
2) 造山運動

山の出来る原因是種々あるが、最も重要なものは地殻運動に依つて出来るものである。山脈を造る作用を造山運動 (Orogenic movement) と稱し、造山運動の結果生じた山脈を地質構造山脈 (Tectonic mountains) といふ。

岩漿の噴出は所謂火山を造るが、火山は地球全體の起伏から見ると極めて局部的なものに過ぎないのであつて、今日地表に聳え立つ Alps, Himalaya の如き大山脈は何れも大造山運動の產物である。



第21圖 志摩の沈降海岸に見られる溺れ谷地形



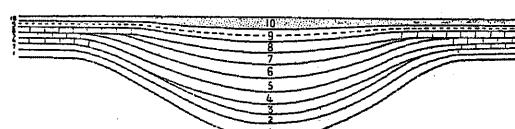
第20圖 Sérapis 殿堂の遺跡

造山運動の根本的原因に就いては既に第3節に於て述べたやうな色々な説明があるが、兎に角地殻は或る部分は壓縮されて褶曲山脈を作り又或る部分では張力を受けて断層山脈を作つたことは事實であつて、この現象は地質時代には繰返し繰返し行はれたが今日に於ても緩慢乍ら進行してゐると考へられる。

a) 褶曲山脈 地殻が側壓を受け結果隆起した山地を褶曲山脈 (Folded mountains, Faltengebirge) といふ(第22圖)。褶曲山脈は大部分砂岩・礫岩・石灰岩等比較的淺海性水成岩から成つてゐるものである。現在の學説に依るとこれらの堆積物は造山期に先立つて陸地の近傍の淺海に沈澱したものであるが、同じ様な累層が數千m乃至數萬mの厚さに及んでゐる所を見ると、この地帶は堆積物が上へ上へと重なるに従つて徐々に沈降を續けて居たものに違ひない。斯様な大沈降堆積區域を地向斜 (Geosyncline) と稱するのである(第23圖)。即ち我々は先づ褶曲山脈の生成に先立つて或る既存の大陸が盛に侵蝕を蒙り、その部分から削り去られた土砂がしきりに淺海に運搬されて、他日大山脈を作る累層を準備しつゝあつたことを忘れてはならぬ。次の或る時代になつてこの堆積累層に造山力(横壓力) が働くと押し重なつて褶曲山脈をなす。

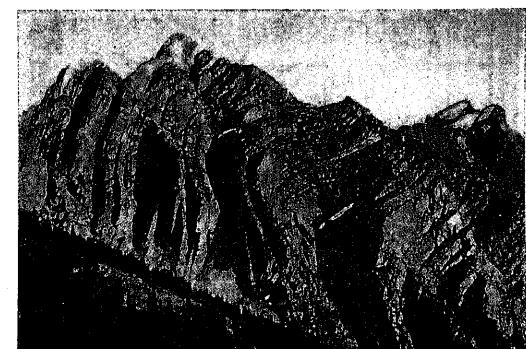
イ) 褶曲型 R. T. Chamberlin¹⁾ は褶曲山脈の構造を厚殼型 (Thick-shelled type) と薄殼型 (Thin-shelled type) とに大別した。前者は褶曲は烈しくはないがこれを蒙る深さは大きく大規模であり、褶曲の時期或ひは後に断層を伴ひ易く多くは火山現象が之に隨伴する。薄殼型に於ては比較的表層部のみが褶曲した爲に深さは小であるが、褶曲は斯しく屢々後述するやうな推し被せ構造 (Deckenfalten) が伴はれ火山現象は殆んど伴はれない。アルプス山脈はその代表的なものである(第26圖参照)。

ロ) 造山帶 地球の表面は地質構造の立場から二つの重要な地帯に區分される。即ち古い地質時代から著しい地殻運動を受けたことのない安定な陸塊 (Stable land-mass) と常に造山運動の舞臺となつてゐる造山帶 (Orogenic zone) である。前者は北アメリカ、南アメリカ、歐洲北部、アフリカ、印度南部、アジアの北部、濠洲等の大部分を占めて居り、これらの陸塊

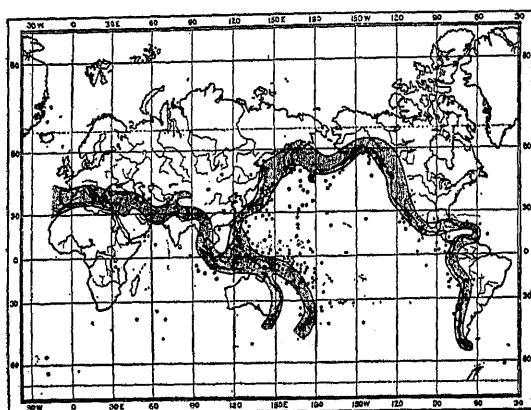


第23圖 地向斜

¹⁾ R. T. Chamberlin, The Building of the Colorado Rockies, 1919.



第22圖 褶曲山地

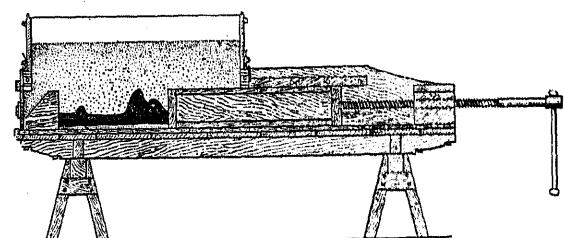


第24圖 造山帶と震源の分布

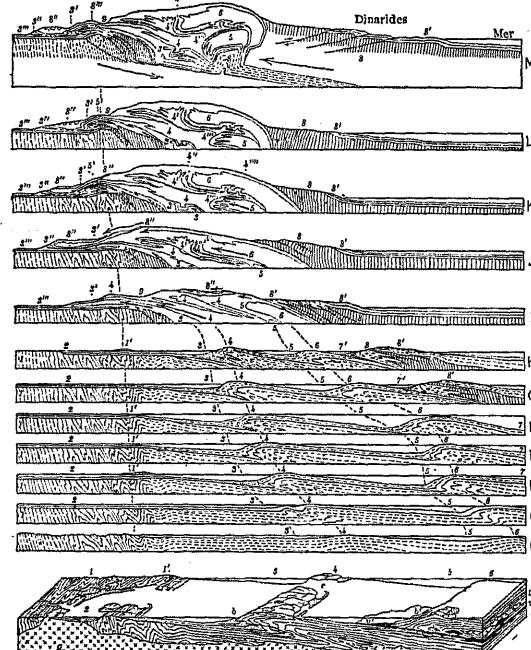
時代に於てこれらの地帯に生成されたものである。

造山帶が大陸塊を取り囲んでゐる事は事實である。Koberによると現在の褶曲山脈で代表される最も新しい造山帶の幅は1000kmに達し、中央部に於て30—

の間に造山帶が帶状に連つてゐるのである。主なものは太平洋沿岸に連る環太平洋帶(Circumpacific zone)と南歐からヒマラヤ山脈を経て蘭領東印度諸島に及ぶ地中海ヒマラヤ帶(Mediterranean-Himalaya zone)との二つである(第24圖)。この二つの造山帶は地殻の二大弱線であつて古くから陸塊に挿まれて何度も造山運動を受けてゐる。最近の大變動は第三紀の末に行はれたもので、今日地表に聳える大山脈は何れもこの



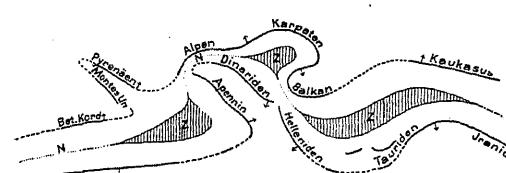
第25圖 Willis の褶曲山脈生成實驗裝置

第26圖 アルプスに於ける褶曲及び推し被せ構造の發達過程の説明
(Emil Argand: Sur le Parc des Alpes occidentales)

40kmの厚さを有してゐたものであつて、褶曲の結果三分の一或ひは二分の一に壓縮されたものとすれば褶曲前の地向斜は著しく大規模なもので、幅は2—3000kmに達してゐたに違ひない。第25圖に示すWillisの模型實驗に依ても此の如き事實は容易に推察出来る。尤もそのためには大陸塊の縁邊にある地向斜帶が横壓力でその大陸を抵抗物として壓縮された結果これを覆ひ被せるやうになる。第26圖はAlps山脈の實例である(第26圖参照)。

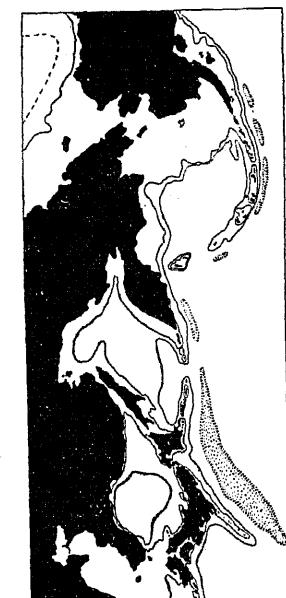
Koberはこの機巧をオロゲンの構造に依て説き、褶曲帶がそれを兩側から壓迫した大陸塊に向つて推し被せる如くに倒れかゝ

つた部分をば縁邊山脈(Randkette)と稱し、縁邊山脈に夾まれた中間部は却つて褶曲の少ない地域をなして居り之を中間山地(Zwischengebirge)と呼んでゐる(第27圖)。地中海造山帶に於てはPyrenees, Alps, Carpathia, Balkanの諸山脈は造山帶北側の縁邊山脈であり、Atlas, Apennin, Dinar-alpsの諸山脈は南側の縁邊山脈である。而してその中間には中間山地として



第27圖 Koberの造山帶に於ける前陸(Vorland)縁邊山脈(Randketten)及び中間山地(Zwischengebirge)の關係

て、西地中海盆、Hungary盆地、黒海が擧げられる(第28圖)。Alps山系が不規則に彎曲した走向を示してゐるのは前陸をなす地塊の障害による(第26圖参照)。此くの如き造山帶の對稱的構造はKoberが地中海地方の山脈配置に用ひた説明法であるが、環太平洋造山帶の山脈はこ



の様な型態を備へてゐない。即ち中間山脈に相當するものが無いのである。Koberはこれを一方の縁邊山脈のみが洋上に現はれ他は總べて太平洋に没してゐるものと説明してゐる(第38圖参照)。

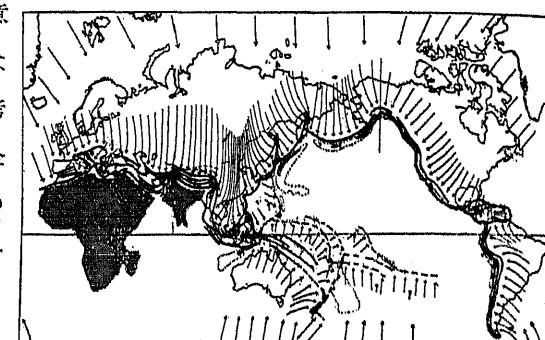
ハ) 弧狀山脈 褶曲山脈は水平的に頗る特徴ある型態を有するものである。即ち褶曲山脈は何れも多少は弓状を呈して所謂弧狀山脈(Kettengebirge)をなしこれらの弧狀山脈は數個集つて連續した山脈をしてゐる場合が多く、日本群島を見ても千島々弧、本州弧、琉球臺灣島弧の三大島弧よりなつてゐる大褶曲弧狀列島であることが判る。更に北のアリウシアンの弧、南のフィリッピンを合せて考へて見ると、アジア大陸の東縁には驚くべき大きな弧狀列島が附屬してゐることに氣付く。故に吾々は褶曲山脈を造る原因として假に考へて來た造山力(又は横壓力)なるものの原因を、具體的に説明する爲には褶曲山脈の弧狀性質をよく吟味して見なければならぬ。

弧狀山脈には必ずしも海溝を附隨するとは限らないが、海溝は必ず弧狀列島の前に前海溝(Fore deep)として併走してゐる。依つて弧狀山脈列島の斷面は非對稱的である事も判る(第29圖)。

所謂地球の收縮によつて山脈は收縮する時の表面の皺と單純に考へる事は上記の如き褶曲山脈の特性を説明することは出來ない。Wegenerの説を支持する人々によつて大陸を漂移せしめる力の可

第29圖 アジア東縁部の弧狀列島とその前面の海溝

能性が計算に基いて論ぜられてゐる點は注意に値する。Suess は弧状山脈を形成した力は弧の凹面から凸面の方向に向つて働いたと考へてゐたが、Willis, Hobbs 等の考へ方は全く正反対で即ち v. Richthofen が古く東亞の弧を稱して張力による曳裂弧 (*Zerrungsbogen*) としたのと同様の意見を持つてゐる。Wegener は大陸の漂移に伴つて生ずる弧状山脈に二種あつてアルプス、ヒマラヤ等は移動する地塊の前面に形成された壓縮弧 (*Staumungsbogen*) で、西印度諸島、南部アンティルは陸塊の後方に於て分離した曳裂弧であると説明した。何にしてもこの二種の弧状發達のあることは事實である(第 30 圖)。

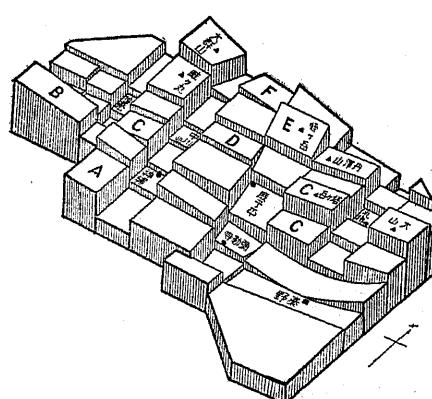


第 30 圖 第三紀後の造山力の方向

b) 斷層山脈 (イ) 地塊運動 地殻は澤山の地塊からなつてゐる。本邦の如く地質構造の複雑な地域に在つては、地塊は大小無數の地塊からなり宛然寄木細工の觀がある(第 31 圖)。個々の地塊は地質構造線即ち断層によつて境されて居り、これを境として徐動することがある。此くの如き地塊の運動を地塊運動 (Block movement) と呼ぶ。

地塊運動の性質は未だ明かでない所がある。Willis は多數の論文に於て地塊運動を逆断層運動と考へてゐるが、Davis は正断層に伴ふ地塊運動の方を重要視してゐる。蓋し地塊運動は舊断層面に沿つての地塊の動搖であるから正断層に沿つて逆断層が行はれ、或は逆断層の面を利用して正断層が起ることも稀ではなからう。

二つの断層系が存在するときに、一方の系統の断層面が他の面に對して直角に交り矩形の地塊を生ずる場合は極めて普通の形式の地塊運動を起すが、此の外弧状の断層線が平行に發達し之に直角に放射状の断層系を生ずる時は屢々地塊の形は圓形に近くなり、鍋状断層 (Kettle fault) によつて地塊の沈降又は上昇が行はれる。



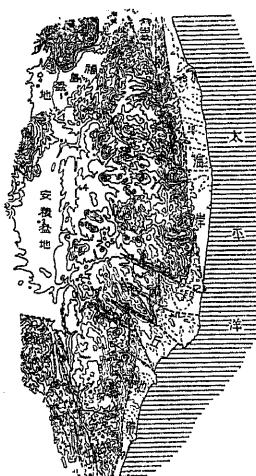
第 31 圖 丹澤山の地塊群 (本間)

(ロ) 斷層山脈 断層作用に依つて生ずる断層山脈 (Fault mountains, Schollengebirge) は褶曲山脈に見る程大規模なものではない。即ち褶曲は地表の大構造をつくる上に重要な役割を演じてゐるが、断層は局部的變形にしか參與してゐない。

断層山地を大別すると二つの階級となる、大體に於て平行な断層面に依つて圍まれてゐる地塊の表面が大體水平であるか、或は傾いてゐるかによつて開裂地塊 (Rift block) と傾動地塊 (Tilted block) とに分ける。開裂地塊には地壘・地溝等が含まれる。

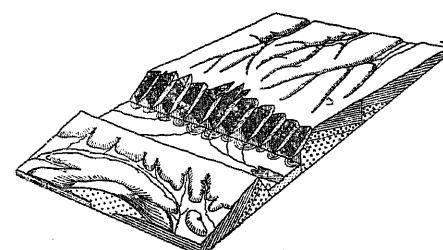
a) 開裂地塊 i) 地壘 地壘 (Horst) とは兩側が断層で落ちて相對的に高位に残つた地塊である。地壘の上部の比較的平坦な場合は之は平板地塊山地 (Plattschollengebirge) と呼ばれるが、平坦と進行かずとも地壘の上部は高度が一様な場合が多い。

鈴鹿山脈、木曾山脈は地壘の好例で、殊に後者は花崗岩から成り長さ 100km、幅 20km で最高點は木曾の駒ヶ岳 2956m といふ立派な地壘山脈である。この他六甲山地、伊吹山、讃岐山脈、生駒山脈等何れも地壘の性質を與へてゐるもので特に西南日本に於ては内帶に多い



第 32 圖 阿武隈地壘

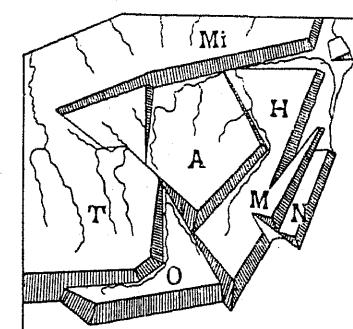
ことが目につく。東北日本では北上、阿武隈兩山脈の二大地塊が斜行地壘 (Oblique horst) をなし得ると考へられる(第 32 圖)。



第 33 圖 能登邑知渕地溝帶
イ 邑知渕、ロ 石動山断層
断層 ハ 屢山断層
東南部は右動山断層に面した
傾動地塊で西北部は育て小川
教授が隆起堆平原で説明した
如く丘陵性の低平小起伏をな
す

Tanganyika 等澤山の細長い湖水を堪え死海の地溝も亦略同系統のものと解釋される。

本邦に於ては西南日本内帶に標式的な地溝的構造が見られる。島根半島と中國の主體との間の宍道湖地溝、能登半島の頸部の邑知渕地溝帶、佐度中央部の國中地溝等何れもこの中に屬す(第 33 圖)。



第 34 圖 房總半島東南部に於ける
傾斜地塊群
N. 浪花地塊、M. 向山地塊、H. 旗
跡地塊、A. 荒木根地塊、O. 興津地
塊、T. 箕輪地塊、M1. 瑞澤地塊、

a) 傾動地塊 地塊の不平均的な運動の結果は傾動地塊を造る。傾動地塊に於ては断層崖の頂に於て最も高く反対の方向に低くなつて、斜面の形式が頗る非對稱的である。

この種の山地の例は決して少くはない。琵琶湖断層盆地に面する比良断層崖を地塊前面として漸次西に高度を減する丹波高原は比較的正しい傾動地塊で、西縁は由良川、加古川の谷に及ぶと考へられる。

房州勝浦附近には顯著な傾動地塊群があり著しく河流の方向を支配してゐる(第34圖)。

3) 日本の地帶構造

a) 雁行的弧状山系(東亞地帶構造論)

東亞の海邊に沿つて連なる列島の地形的一大特色は美しい弧状の灣曲である。その形狀は宴會場の花綵に似てゐるので、古くから花綵列島(Festoon islands)と呼ばれ生成の機巧は内外地質學者の注目的となつてゐる。

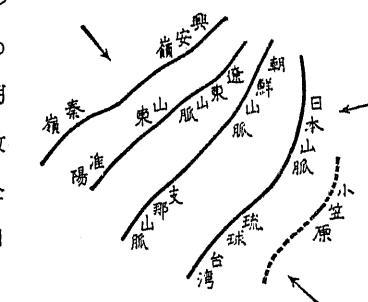
主な弧を挙げれば千島弧、本州弧、琉球弧、七島・マリヤナ弧、及び Philippine 弧で、この外蘭領東印度諸島には別の系統の大規模な島弧が發達してゐる。日本及び日本近傍の島弧の共通點は

- (1) 島弧は何れも太平洋に凸面を向けてゐる。
- (2) 島弧の前面には何れも深度の大きい海溝を有してゐる。
- (3) 島弧の背面(内側)は何れも淺海をなす。
- (4) 島弧は屢々明かに平行な二つの山脈から成り、内側のものに火山が噴出し外側の斜面上に地震帶がある。

(5) 島列は目立つて雁行配列(En échelon)をなす。

東亞の弧状構造に就て Suess¹⁾はアジア大陸から太平洋に向つて働いた側壓によつて生じた弧性褶曲山脈であると説明してゐる(第35圖)。水平的の力に重點を置いて島弧生成の機巧を説明せんとする人々はこの外に Hobbs, Wegener, 德田氏等其の數少くない。但し Hobbs は側壓の方向に關しては Suess とは全く反対で、太平洋が陥没した結果として起る壓力が大陸側に向つて働いたものとした。

島弧に必ずしも海溝を附隨することは限らないが、海溝は必ず島弧の前溝(Fore-deep)²⁾として併走してゐる。Wegener は東亞の島弧は大陸(Sial)の西方への漂移に際して取り残さ

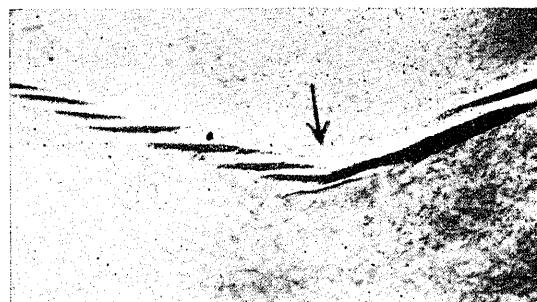


第35圖 Suessの東亞の構造

1) Suess, Antlitz der Erde, Bd. I. 1886, Bd. II. 1898, Bd. III. (1), 1901. (2), 1909.
2) Wegener, Die Entstehung der Kontinente und Ozeane, 4 Aufl. 1929.

れた縁邊部と考へ前溝は曳裂による溝部と説明した。

德田貞一氏は日本列島に見られる雁行的配列を研究し、實驗に従事して Suess 説の優れてゐることを立證した(第36圖)。氏の研究によれば地殻に働く側壓は容易に雁行的弧状山系を生ずるもので、千島列島・琉球列島七島・マリアナ列島等何れも美しい雁行的島弧の實例である



第36圖 雁行山脈生成の實驗 (德田) (第37圖)。

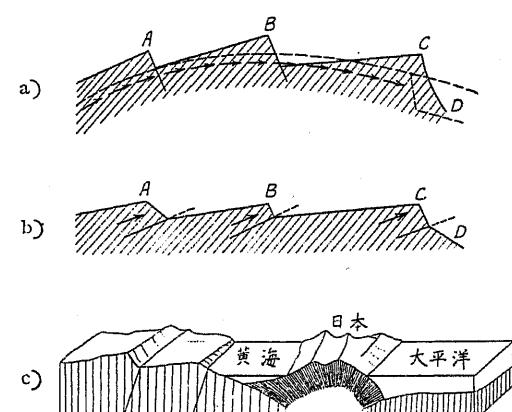
東亞の地帶構造を一言にして云へば側壓性造山作用に因る雁行的弧状山系といふことが最も相應しい表現であらう。

尙日本列島の成因論に就いては第38圖に示すが如く前記のものと多少異つた説明方法を執つてゐるものもある。同圖(a)は Richthofen²⁾の説で東西の山脈には南北に走るものと東西に近く走るものとの二種あることを指摘し、我が日本列島は太平洋の大陥没運動のため曳裂されて生じた階段状断層に因るもので數個の地塊(Landstaffel)に分たれたものとした。即ち圖中 A……蒙古地塊(興安嶺山脈), B……滿州地塊(シホタ山脈), C……日本地塊(北日本), D……島弧の外側の前溝で太平洋に續くもの, B—C 間の窪みが島弧の内側の扇形海盆即ち日本海である。從つて

東北日本はその南北性のもので、南日本は東西性のものとし、兩者合し本州の大島弧を形成するものとした。

其の後 Horn³⁾がこの Richthofen の階段状断層を第38圖(b)に示すが如き衝上断層の考へに改めてしまつた。このことそのものは別に大した意義も持たないが第38圖(c)に示すが如き Kober の説と一脈相通する所のあるのは興味ある事柄である(第27圖及び27頁参照)。

即ち彼はアジア大陸(彼の所謂クラトオゲンの



第37圖 雁行的配列を示す七島マリアナ列島 (德田)

第38圖 東亞構造論の比較

1) 德田貞一, 弧状山脈, 岩波地質講座

2) Von Richthofen, Geomorphologische Studien aus Ostasien, 1903.

3) Horn, Die geologische Dentung der Tiefesgräben, Geol. Rundschau, 1911.

一つ) の東邊部に於ける造山帯を解析するに、満州地塊と太平洋を前陸と見做し興安嶺山脈と日本弧島とは縦邊山脈とし、その中央部の対馬日本海をば中間山地とする環太平洋造山帯の褶曲運動とした。それは明かに Suess 其他の日本列島壓縮弧説に歸着するものと見られる。

b) 日本島弧の地質構造 本邦の地質は極めて複雑で無数の断層が發達して多數の地塊が寄木細工のやうに集つてゐるが、其の内に特に重要な地質構造線が 2 本ある。即ち I は東北日本と西南日本とを區分する糸魚川—静岡線であり、他は西南日本を内帶と外帶とに分ける西南日本中央構造線である。

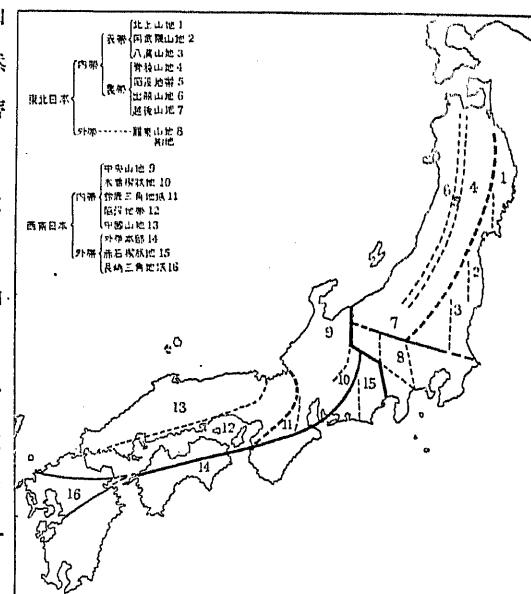
糸魚川—静岡線といふのは矢部教授の命名によるもので、北は糸魚川に始まり姫川の谷を経て松本平の西邊から鹽尻を通つて静岡に及ぶものである。この線の西には飛彈・赤石の山地が聳えてゐるが、東は低夷な第三紀層及び其の内に噴出した富士火山帶からなる。嘗て Naumann はこれを大**地轟**¹⁾と考へて *Fossa magna* の名稱を與へた(第39圖)。

この糸魚川—静岡線を界として本州は南北山系性と東北日本と東西山系性の西南日本と截然と分たれてゐるが、更にこの西南日本をば内帶と外帶との兩者に分つ中央構造線がある。

この中央構造線 (*Grosse Medianpalten*) は諏訪湖の南に起り天龍川の東側に併行する谷を通り豊川から渥美湾を経て紀伊半島を横断し和歌山に至り、更に四國では吉野川の谷を傳はり松山を経て佐田岬を通り九州に至るが、こゝで二本に分れて一つは北九州の伊万里に至り他は綠川の谷を経て八代に至るものである。この中間の地帶に Richthofen は長崎三角地域 (*Nagasaki Dreiecke*) の名稱を與へてゐる。

外帶（西南日本）の特徴はこの中央構造線に併行して結晶片岩系・古生層・中生層とが帶状に發達し、夫等の境界線は逆断層で推し蔽さり所謂覆瓦構造(Imbricated Structure)を呈して居り、河川も殆んど地層の走行と平行な所謂縦谷(Longitudinal valley)をなしてゐる（紀州の櫛田川、紀の川、四國の吉野川等）。*Fossa magna* との間に挟まれた天龍川東方の山地塊は赤石楔状地(*Akaishi Sphenoid*)と稱せられ東北に押し曲げられた地塊である。尙最も興味あることはこの外帶の太平洋岸の海岸線の解析であつて、紀州東

第39圖 本州の構造的區分 (猪月氏)



岸から遠江灘への弧、紀州西岸から四國東岸への弧、土佐灣の弧、九州西南岸から四國西南岸への弧等を考へる時茲に何等か地帶構造の暗示を思はざるを得ない。小川珠治氏はこれ等を圓錐體状陥没地帯と考へたが非常に含蓄のある着想 (Invention) ! であると云へる。即ち中央構造線を軸として赤石楔状地帯 Fossa magna を抵抗體として西南日本地塊に働く東西方向の壓力を考へる時、外帶に於て張應力、内帶に於て壓應力の發生は西南日本地塊といふ一個の長柱の破壊現象としては當然の歸結であらう。その破壊結果が外帶に於ては張應力に因る小川氏の圓錐體状陥没地帯群（前記の灣入海の弧群）であり、内帶に於ては壓應力に因る Naumann の名付けた所謂瀬戸破碎帶 (Seto Trümmerzon) ではないか。

内帶(西南日本)は外帶と全く反対で前記の如き結晶片岩・吉生層・中生層に同じく花崗岩が最も分布し、断層が縦横無盡に發達して居り全く文字通りの破碎帶で、就中瀬戸内海はこの寄木細工の地帶が陥没し断層で囲まれた數多の地壘は今日の美しい島々と化してゐる。唯この内帶の東部飛彈山地から加賀美濃山地にかけて大規模の断層山脈を形成してゐる日本アルプスはその雄なるものである。

次に東北日本を観察するに之れは上田附近より銚子に至る一構造線を西南日本中央構造線の延長と考へられるから、それを界としてその南方即ち關東山地を外帶として以北を内帶と考へることが出来る。この内帶を解析すると北上山地・阿武隈山地・日高山脈と雁行的に並ぶ一列の斜走地壘群を以て表帶とし、東北日本の真中を縦層する脊梁山脈を界としてこの西方の會津・米澤・山形・横手・花輪の各盆地を連ねる一系の陥没地溝即ち一大地溝と、更に出羽及び越後の兩山脈の平行地壘を隔てその西方に佐渡・能登を連ねる一大地溝とを裏帶とする。就中越後山地に於ける石油第三紀が波浪状の褶曲起伏をしその脊斜部が山稜で向斜部が谷間をなして居り、且概ね之等はその褶曲軸に平行な断層によつて階段上に切斷され脊斜部が地壘に向斜部が地溝となつてゐる。例へば信濃川盆地は地溝で頸城山脈は地壘となり非常に整然たる構造をなしてゐる。日本石油會社の大村一藏氏はこの信濃川の向斜性地溝を小規模の地向斜となし、同氏一流のユーモラスな命名法により之を頑張リダウン (dawn) の現象であると説明した。即ちこの信濃川盆地はその兩端邊部を支點とする一個の梁材であると考へられ、その載荷重としての河底堆積物のため漸次下方へ彎曲する、即ち頑張リダウンしてゐるが、それと同時に一層河底堆積層の厚さ即ち載

第 40 圖

¹⁾ Naumann, Über die Bau und Entstehung der Japanischen Inseln. 1885.

荷重を増すことになり換言すれば小規模の地向斜をなしてゐる中、愈々頑張り切れなくなり換言すればこの地層構造の強度は征服され最後は遂にその両縁邊部に於て剪断破壊をされる。これが褶曲軸に平行な断層群であり特に脊斜及び向斜の縁邊部に生じたため地壘並に地溝を形成するに至つたといふのである。

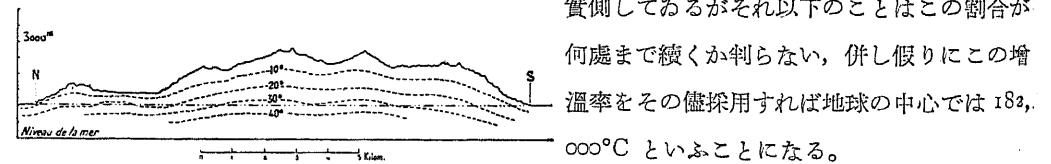
最後に茲に一言附して置きたいことは第39圖と第40圖を比較して見るに地質構造線と火山脈とがよく一致してゐることである、これは次節に述べる岩漿運動の説明上極めて重要な事實であるから十分牢記して置いて貰ひたい。

第5節 岩漿運動

1) 岩漿運動

a) 岩漿運動の原因 地殻平衡説その他の項で屢々述べた如く、陸地は花崗岩質のシアルから成り玄武岩質のシマの中に恰かも氷山が浮くやうな状態になつてゐるとの假説を茲に信ずるものとする。次に地殻変動論並に造山運動の項で述べた如く褶曲山脈の成因は、前記の陸地塊の一部が侵蝕作用のため削磨された大陸の縁邊部に堆積されつゝある中、その自重のため次第に沈降し始め所謂地向斜層を形成したものが、後に造山力と稱せらるゝ横壓力のため壓縮されたるによるといふことであるが、然らばその横壓力の根源は何であるか——之れを説明することが岩漿運動の原因を物語ることになるのである。

先づそのために Daly¹⁾ 其他の地質学者の假説を孰らう、シマは太洋の底又は大陸の下部でも勿論玄武岩質のものが晶化固結した固体には相異はなからう。然し乍ら之が次第に地下深所に行くに従つては未だ晶出してはゐまい、恐らく玻璃質のもので加ふるに極めて高溫の状態にあるだらうことは容易に想像される。この事實は地下溫度率 (Geothermal gradient) から考へて當然のことである。地球物理學者の計算によると地下溫度率は $1^{\circ}\text{C}/35\text{m}$ を示すさうである。我々はアルプスのサンブロン隧道の掘鑿で之れを體験してゐる (第41圖)。地球物理學者は之れを地下 1.2km の深さまで



第41圖 サンブロン隧道坑内の地熱
何れにしてもこのシマ層も下部に行くに従つて極めて高溫であることは事實であらう。そのため普通ならば全くの熔融状態にあるべきであらう

¹⁾ Daly, Our mobile Earth, New York 1925.

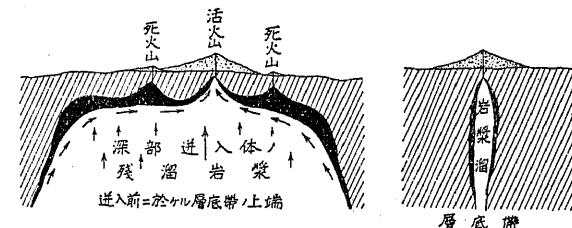
が地下は高壓の下にあるため流動性は帶びてはゐないかも知れぬ、Lord Kelvin は地球内部の剛性を硝子又は鋼に等しいと計算してゐるが恐らく固体の状態を維持してはゐるだらう。然し乍ら此の如く高熱を帶びた物質にして高壓の下に辛うじて固体の状態を保つてゐるものか、假りに少しでも平衡を破られ即ち壓力を減ぜらるゝ時は忽ち流動性を呈することは明かであらう、地質學者は此の如き状態にあるシマの下層部をば層底帶 (Substratum) と名付けてゐる。

挨て前に戻つて地向斜層はその厚さを増すに従つて次第にシマ層の中に沈降して行く。そのため大陸塊のシアルと太洋底のシマとで保たれてゐたアイソスタシイは破れることになる、従つて茲に之を補整するためシマの下部の底層帶の運動を惹起することになる、之が所謂造山力の根源であつてプラスティクな地向斜層に横壓力として働き遂には褶曲山脈を形成するに至るのである。

併し乍らこのシマの層底帶の運動は時に依ると突如として急劇な流動に變化することがある、夫はシアルであれシマであれ上部の結晶質の固結したものは冷却作用に伴ふ數多の割目を生じてゐるが、今静かに運動しつゝある層底帶の玻璃質玄武岩質の物質が、偶々この如き割目に遭遇するや忽ち壓力の急低下を受け猛烈な勢で液化しこの中に流動する。この現象を地質學者は岩漿注入作用 (Magmatic injection) と名付け且又斯くして注入した高熱の熔融状態の物質をば岩漿 (Magma) と稱してゐる。

b) 岩漿運動と構造線 大陸縁邊部の淺海底に於ける地向斜の發達は遂に大陸塊 (シアル) と太洋底 (シマ) とより成るアイソスタシイを破ることになり、その結果はシマの運動を惹起し造山運動 (褶曲山脈の生成) 或ひは液化せるシマの地殻の割目内への急劇な上騰即ち岩漿注入作用にまで導くに至るのであるが、此の如き地殻の大變動は種々の現象の原因となるものと考へられる。

此の如くして岩漿が地殻の割目内へ注入して凝固したものが所謂火成岩であるが、注入した岩漿の量が極めて少い場合は直ちにその儘冷却してしまふが、その量が非常に多い際には壓力と高熱とで周囲の地殻を破碎して之れを溶融した大きな岩漿の貯藏が形成される、之を地質學上岩漿溜 (Magmatic reservoir) と稱する。従つてこの際、熔融状態にある岩漿は當初のシマ即ち玄武岩質のものが液化したものとは可成り異つたもの、即ちシアル即ち花崗岩質のものを種々の割合に含んだ種種の化學成分 (酸性から鹽基性に至る) のものに化してしまふ。岩石學上で云ふ岩漿は此の如き状態のものであつて従つて火成岩も花崗岩の如き極めて珪酸分に富むものから、安山岩・玄武岩と漸次珪酸分を減じた成分のものまで各種類が生ずることになる (第42圖)。



第42圖 岩漿溜の縦断及び横断面

斯くして岩漿溜の中に貯蔵された岩漿は時間の経るに従つて漸次冷却固結してしまふ譯であるが、何しろ岩漿の中には A_2O , CO_2 , SH_2 等の如き揮發性成分を多量に含むから之等の成分のため熔融點は非常に低下して居り相當の流動性を保つてゐる。そのため何等かの機會があればこの岩漿溜から更に割目の中へ噴入しやうといふ傾向を持つてゐる。その噴入の原因に就いては何れ後述するが兎に角火成岩の產出状態から見て岩漿の進入及び噴入 (Injection or intrusion) は盛んに行はれるものであらうことは想像出来る。或ひは又時に依るとその噴入の勢は余つて地表面まで及ぶことがある、所謂噴出 (Eruption) である、この際は岩漿のことを熔岩 (Lava) と呼んでゐる。之等の現象も地質學上分類して前者の進入及び噴入作用をば深火成作用 (Plutonism) 後者の噴出作用をば火山作用 (Volcanism) といふ言葉で呼んでゐる。而して之等の現象を總括して岩漿運動 (Magmatic movement) となすものである。

地質學者並に地球物理學者的一部の人々は、岩漿運動特に深火成作用をば地震現象と結び付けて考へやうとする向がある、即ち深發性地震原因説 (Plutonic injection theory) が之である。これを説明するためこの一派は地質構造線 (Geotectonic line) 地震構造線 (Seismo-tectonic line) 火山構造線 (Volcano-tectonic line) の新語を造り之等三構造線間の因果關係を述べてゐる。即ち第24圖並に第30圖によつて世界の造山帶と地震及び火山分布との比較、或ひは第39圖並に第40圖によつて我が日本の造山帶と火山分布との比較に依つて見て判る通り、前記の三構造線がよく一致してゐることは何等かの暗示を與へずには置かない。

先づ之等の因果關係を順序を立てゝ述べて見ると造山運動の原因はシマの流動である。加之造山帶その者は元來地殼中の弱線 (大陸塊と太平洋底との縦目或ひは Kober の言葉を假りればオロダゲの中に挿まれ蝶番の如き状態の造山環) であるからこの部分には岩漿溜は數多ある筈である。然るに進入した岩漿は極めて活動し易いし又元來の弱帶であるから割目も多からうから、機会さへあれば地殼の他の割目中に噴入する。この噴入作用が地震の原因となる。又噴出すれば火山となる。然るが故に造山帶と地震及び火山分布は極めて一致してゐるのである、即ち地震の原因是全く深火成作用に歸すべきで從つて深發性地震原因説の名前が生れた譯となる。筆者も次の地震現象の項で述べるやうな理由でこの説を執るもので諸種の有利な推理資料がある。

次に岩漿溜内の岩漿が噴入又は噴出に至る過程に就いて考察して見やう。この溜内では勿論周囲の地殼の溫度が低いから漸次岩漿は冷却されて行くであらう。同時に第四章第12節火成岩成因論の項で述べるやうに結晶作用が始まりその結果含有瓦斯は續々と發散されて来る。そのためこの溜内には瓦斯の蓄積が始まり壓力は漸次増大して来る。斯くしてこの瓦斯壓力が遂に限られた閉塞された岩漿溜内に持ち切れなくなると、遂に岩漿を驅つて何れかの最少抵抗の個所例へば割目を求めて爆發的に流動する。之が所謂噴入及び噴出作用である。噴出の際はエネルギーは地表面に放出される

が噴入の時に地殼中を傳はり地震を惹起する。又この爆發的流動も極く微細な動機からでも起り得る、即ち瓦斯壓力が最高點に達してゐる時何等かの外力が一寸加はれば之が誘因となる。例へば氣壓の變化・海潮の干満の差の如き極めて微々たる外力であつても、爆發的流動の臨界點にある岩漿に取つては運動の誘發の因とならぬとも限らぬ。地震が氣壓の變化とか海潮の干満に關係がありさうな資料が、近來段々蒐まつて來てゐるのも此の如きを推理させる種となる。又地震研究所の石本教授の傾斜計で地塊の脈動を測定した結果とか地震計の四點觀測で震央を求めた際の兆候から見て、震動が或る一點からラッパ狀に傳はつて來るやうな事實等からして地震と岩漿運動とは何等かの連絡がありさうである。

2) 地震現象

a) 地震の種類 地震 (Earthquake, Erdbeben, Tremblement de terre) とは地中に於ける自然力に原因する土地の彈性的振動現象である。但しその原因は地表下にあるべきものであつて氣壓・風等の如き外的原因に依る土地の波動現象は地震とは區別し脈動 (Pulsating oscillation) と呼ばれてゐる。

通常の教科書に於ては地震を分類して(1)火山地震 (Volcanic earthquake), (2)陷落地震 (Depression earthquake), (3)構造地震 (Tectonic earthquake) とする。(1)は火山噴火又は火山體の内部に於ける熔岩の活動に伴ふ地震で震原地淺く從つて震域も狭い。(2)は地下の空洞の崩壊による地震で主として石灰岩地方に多いが局部的で且小規模である。昔はこの現象は地震の全體的原因と考へられてゐたが今では(3)に比べると殆んど意味のないものとなつてゐる。(3)は地塊の運動による地震であつて大地震は全てこの部類に屬するものである。而してこの地塊の運動は何ぞと問ふならば前項で詳述して來つた如く深火成作用即ち岩漿運動に外ならないと答へたい。元來地殼は數多の地塊より成り恰かも寄木細工の如くなつてゐる。その地下に於て岩漿の進入があればその地塊の一つ一つは水に浮べられた將棋の駒のやうに動搖することは必然の理である。夫が特に地下に岩漿溜の多いと思はれる造山帶となるに於ては尙更のことである。地質構造線・地震構造線・火山構造線の一系が考へられるのは當然である。

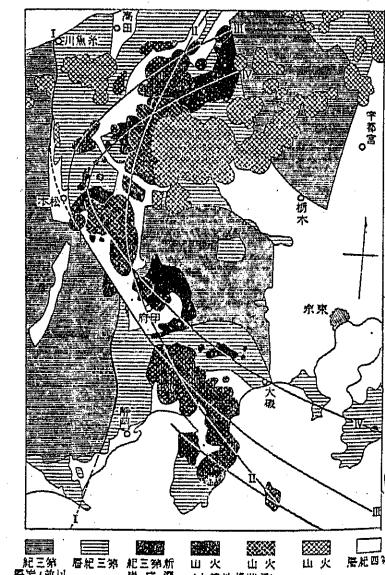
從來或人々によつては構造地震の原因をば、之等地塊の縦目即ち斷層が辻るためであると解釋し、所謂斷層地震 (Fault earthquake) の名稱を以てこの現象を説明したので一般の民衆にはこの觀念が多分に浸み込んで居るやうであるが、筆者は茲にこの考へ方に就いて讀者に再考を促して置きたいと思ふ。地塊の運動即ち斷層線に沿ふたり運動は何處から来るかといふことを先づ問ふて見たい。從來の斷層地震説の論者は之を地殼の收縮の結果だとしてゐるが、今日最早地殼收縮説は如何なる資料を以てしても肯定し難い廢説——過去に於ては地球は恐らく收縮もしたであらう併し乍ら今日

この收縮作用が繼續されてゐるとは信ぜられない——として清算されてゐる筈である。然りとすれば断層の活動を促すための原因は何か外になければならない。筆者は之を岩漿運動に歸すことが今日の我等地學の研究進歩の範囲内では最も妥當な説であらうと思ふ。従つて断層活動は地震現象の結果であつて原因ではない、換言すれば岩漿運動に伴ひその運動が地塊に震動として傳はり特に地塊の縦目點に於て大地震を起し、その結果時に依るとこの縦目即ち断層線に沿ふて地塊が生ることがあり得るといふことである。つまり断層といふ地殻内の古傷が岩漿進入作用のため再び傷むこと之れが地震で、又再びその古傷に新しい傷口が出来れば断層である。筆者は後述するが如くこの古傷が再び裂けたやうな断層を地震断層 (Earthquake fault) と名けてゐる。然れども断層地震と言葉の上で似て非なること凡そ此の如きものはなしとしたい。

斯うした觀念から一般的の大地震は全て構造地震換言すれば深火成作用に起原するものと解釋する、従つて之を深發性地震とでも稱すれば前記の火山地震・陥落地震の如きをば淺發性地震と呼ぶねばなるまい、尤も火山地震も岩漿運動の一部には相異はないが。

b) 深發性地震原因説の資料 地殻の表層に上昇する岩漿の運動を前提として地殻の運動を考察すれば、各種の地質運動が容易に説明されるとは小川教授の主張せる所である。¹⁾ Wolff の示す珪酸鹽熔融曲線を見るに地表下 30—40km の下層に於て溫度は 700°—800°C に達し、花崗岩漿はこの深さに於て熔融状態の岩漿として存在し得るものと考へられる。本邦に於ける震源の深さを見るにこの 30—40km の間にあるものが頗る多いといふ事であり、兩者の間に何かの連絡が考へられる。

今日地表に露はれてゐる貫入岩體の分布状體を見ると顯著な弧状乃至は環状をしてゐるもののが數くない。例へば本邦中部地方の Fossa magna と呼ばれる大構造帶の東縁に沿ひ第三紀後半中頃に石英閃綠岩岩漿が弧状に噴出した状態は、三國山脈から信濃中部・甲斐中部・相模西部・房總國境の貫入岩體に依つて推定される(第 43 圖)。この様な構造は深部に進入した岩漿がその进入方向に對して 45° の角度に生じた剪断裂縫に沿うて貫入した結果と見る事が出来る。即ちこの解釋によると所謂構造地震の際の断層の活動は直接地震の原因ではなく、岩漿进入こそ原因で地塊運動はその結果と見る事が出来る。



第 43 圖
Fossa magna を中心線とする地質構造

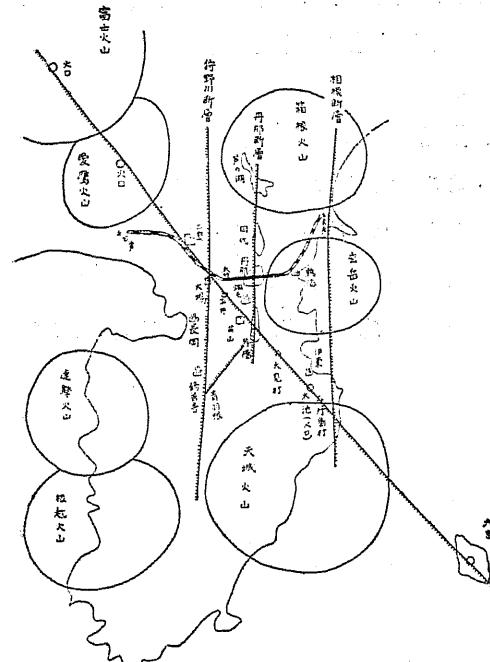
1) 小川琢治、地質現象の新解釋、昭和 4 年。

然し乍ら、岩漿の運動のすべてが地震を惹起するものではなく、只、相當大なる運動量を有する岩漿の運動が地殻内間隙を満した様な場合のみを考へれば足る。この場合の運動量の變化は

$$\frac{d(mV)}{dt} = m \frac{dV}{dt}$$

即ち質量が一定と考へれば運動量の變化は即ち速度の變化であつて、この運動量變化は衝撃として地殻内に彈性波を起し地震となるものと考へてよいのであらう。

1930年の伊豆地震では愈々この説を裏書きするやうな資料が出て來た。第44圖に示す通り狩野川断層線・丹那断層線・相模断層線に沿ふた個所に於て尤も震動烈しく且龜裂を生じた、これは所謂古傷が生んだのでこの際生じた断層をば地震断層と名付けた(第 44 圖)。



第 44 圖 伊豆半島の構造線

更に茲に最も興味のあるのはこの地震断層の生じた個所をプロットして見ると、富士火口・愛鷹火口・天城の寄生火口・大島三原山火口等が一系の構造線をなすことである。この一線の下部に大きな岩漿溜が存在してゐるのではないかとも想像されざる。實際この伊豆地震後引續き地震研究所でこの地方の地震及び地塊の傾斜運動等を観測した結果によると下記の様な事實が判明して來た。

1. 地震の發生の直前には必ず地塊の呼吸式的上下運動がある(之は石本式傾斜計の實測による)
2. 地震の發生當時は大抵低氣壓又は干潮時である。
3. 断層線の方向に沿ふては震動が比較的大である。

之等の資料から推測するならば恐らくこの富士一大島線の下部には大岩漿溜があり、過去に於て大活動をなし富士・愛鷹・大島の火山群を形成したが(第 44 圖参照)今日更に又第二期の活動に這入つたものと思はれる。伊豆地震はこの岩漿溜内に於て瓦斯壓力が最極點に達したため持ち切れず遂に岩漿を噴出させた。その後も小規模な瓦斯壓力の上昇は起り得るが、恰もその壓力が臨界點に達してゐる時低氣壓又は干潮時で上部壓力が取れゝば勢を得て噴入する。地震發生直前に地塊の呼吸式上下運動は岩漿が瓦斯壓力に耐え難いとすれば噴入しやうとするのであり、その點から見て地塊の縦目たる断層線方面は恰かもグリースでも詰めたやうな非常に動き易くなつて居り、地塊は元



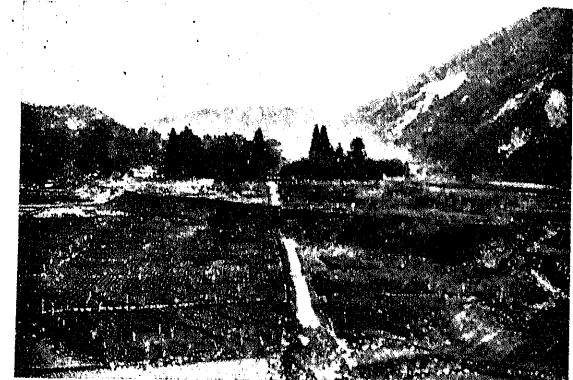
第45圖 關東地震に伴つた三浦半島の地塊運動

來プラスティックになり勝ちな底層帶中に恰も冰山の如く浮んでゐるものであるから、一寸した衝撃にも感じ易く且斷層線に滑ふてはその震動は最も大きい譯である。

c) 地震に伴ふ地形變動

地震に伴ひ地盤の升降・斷層・龜裂の出現することが屢々ある。大正12年の關東大地震の際には相模灣沿岸と房總半島の南部が上昇し、その最大量は二の宮で2mに達した。海軍水路部の調査によればこの地震による相模灣底の變化は實に驚くべきもので、沈降の最大量350m、隆起の最大量は250mと報ぜられてゐる(第45圖)。

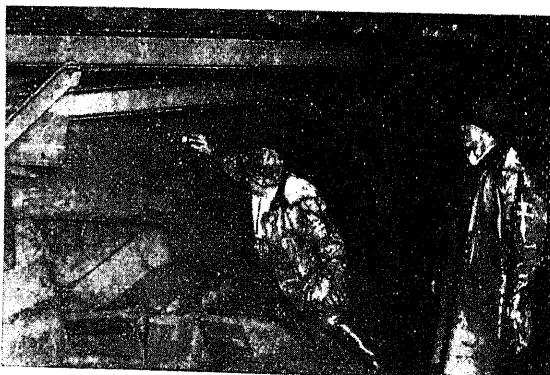
地震断層の
出現も極めて



第46圖 濃美地震の際現はれた根尾谷断層

著しい現象である。1891年濃美地震の際の根尾断層は岐阜縣可兒郡の木曾川近傍から福井市近く迄延長112kmに及び、上下の喰違ひ18m、水平の移動6mに達した(第46圖)。

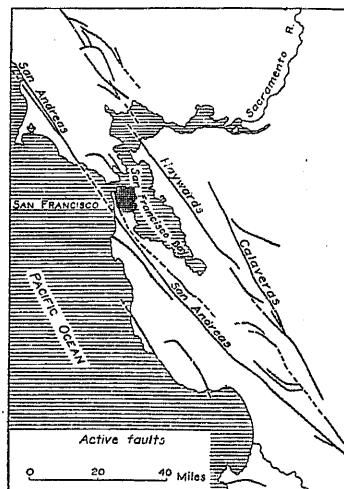
1930年の伊豆地震に於ては、丹那盆地を中心とし北は田代盆地、南は浮橋盆地に連なる古い断層が活動し著しい龜裂帯を生じた。元來この断層は地形的に見ても立派な断層谷をなしてゐたもので、丹那盆地には他に之と平行な二三の断層が存在することが地形上並びに地質上判つてゐた。地震で動いた主断層は丹那隧道西口坑口より11,980呎の所で水平に約8尺の移動となつて顯はれた(第47圖)。

第47圖 北伊豆地震にて發生せる所謂地震断層
丹那隧道西口 11,980呎附近、水平喰違 8呎—露出せる
断層鏡面

外國に於ける最も有名な例は1906年のCalifornia地震に於けるSan Andreas断層でその延長190 milesに及んだ(第48圖)。

d) 地震帶

地震の記録に依つて地震の起つた位置を地図に記入して見ると、それは勝手に分布してゐるのではなくて火山の分布に見る如く細長い帶状をなしてゐる事が判る。之を地震帶(Seismic zone)と呼ぶ。地震帶の分布は略々造山帶と一致す

第48圖 California地震に現
はれた断層線

ることは前述した通りで、最も重要なものは太平洋周囲の所謂環太平洋地震帶、次はアルプス、ヒマラヤ系の地震帶で西方は地中海北岸に沿つて太西洋に出で、東はマレイ半島から蘭領東印度諸島に及んで環太平洋地震帶と交叉する(第24及30圖参照)。

本邦に於ては太平洋沿岸に沿ひ並行して海底に走るものがあり之を外側地震帶と呼ぶ。これ即ち環太平洋地震帶の一部である。この外日本海岸を走る内側地震帶・信濃川地震帶・江戸川地震帶等の小地震帶及び支脈があり、大正12年の關東大地震は外側地震帶の一部脈たる相模灘地震帶の活動と考へられる。

何れも之等地震等は地質構造線・地震構造線・火山構造線として一系をなすことは前述した通りである(第49圖参照)。

e) 地震計及び地震記象

地震動を記録する器械を地震計(Seismometer)といふ。1880年に横濱にあつた地震に刺

撃されて同年Ewing氏の作つた水平振子地震計は地震の記録に成功し、以後今日に到る迄に頗る精巧な器械が考案され目的によつては實動の數萬倍の倍率を有するものがある。地震計は通常地震波を東西・南北・上下の三方向に分解して別々に記録する装置になつてゐる。記録したもののは地震記象(Seismograph)と稱す。元來岩石は彈性的性質を有するが故に地震の振動は一は約5.5km/secの傳播速度を有する縦波である。一方岩石は剛體であるが故に震源に於ける衝動により横波が生ずる。横波の傳播速度は縦波のそれよりも小で、近い地震の時は毎秒3.2km/sec位である。地震に際しては震源から兩者が同時に発生するが彈性波は剛性波に先立つて地震計に到着記録される。この部分を初期微動(Preliminary tremors)と呼び次いで剛性波の到達と共に主要動に移るものである。前者をPで現はし後者をSで示す。

3) 火山現象

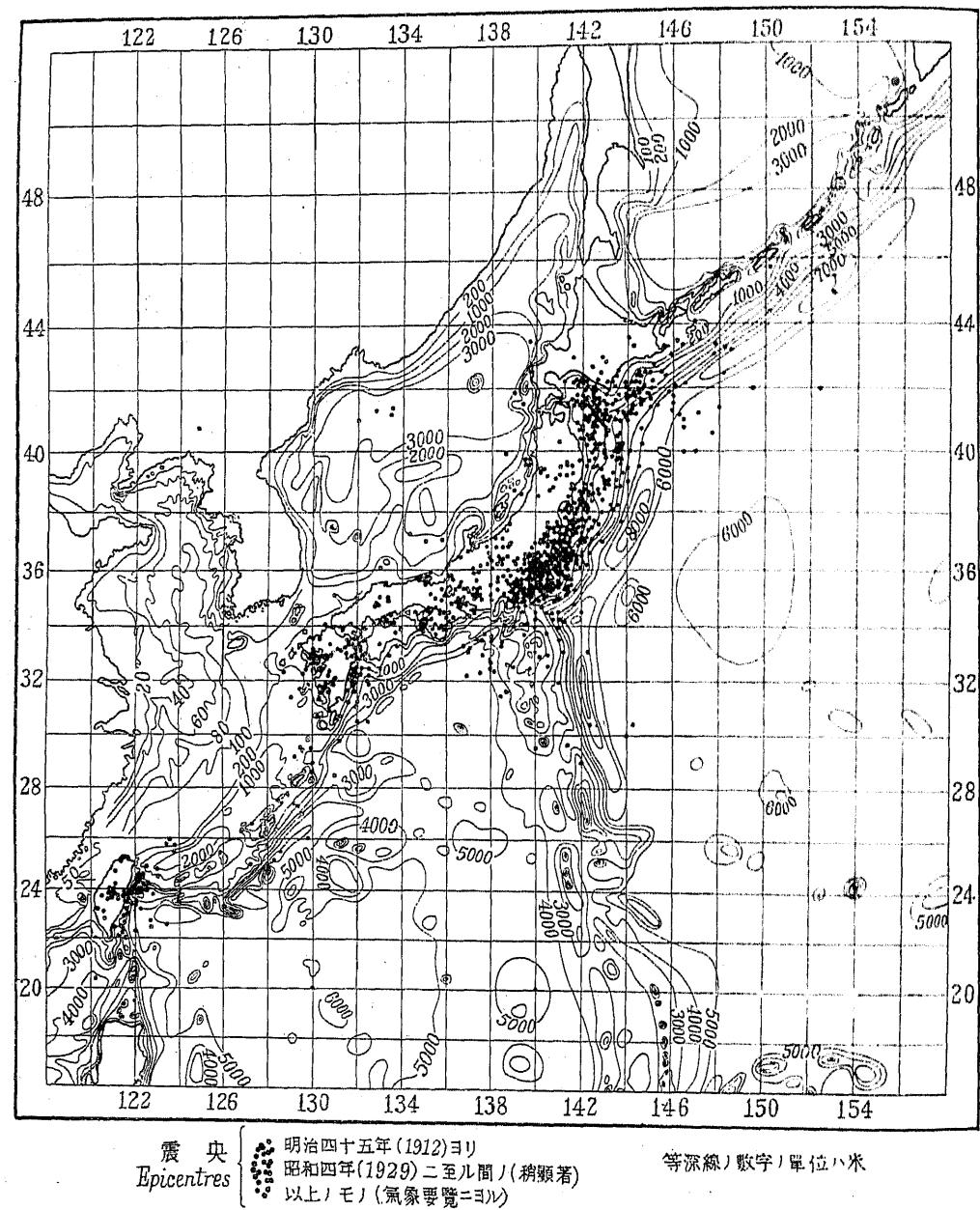
a) 火山

地下の岩漿が地殻の割目に沿つて上昇噴出する結果として熔岩や火山碎片物(Volcanic fragments)を堆積して生じた山を火山(Volcano, Vulkan, Volcan)と稱す。火山活動は熔岩の溢出する孔口の形・配列により面積的噴火(Areal eruption), 裂縫噴出(Fissure eruption)及び中心噴火(Central eruption)の三様に大別し、中心噴火による火山は塊狀火山及び成層火山とすることが出来るが、通常火山と呼ぶものは中心噴火に基くものを指す場合が多い。

イ) 塊狀火山(Massive volcano)は主として熔岩からなつてゐて、多くは塊狀又は圓頂形をなし、噴火口たる火口も閉鎖して永續的噴火を行なはない。大和の二上山、四國の飯野山はこの例である。

a) 成層火山 (Strato-volcano) は標式的なものは圓錐形をなして山頂に噴火口がある。山體の構造を見ると熔岩及び拠出物の互層からなり、繰返して噴火の起つたことを物語つてゐる。

日本列島地震分布圖



第 49 圖

孤立した塊状火山又は成層火山は單成火山 (Simple volcano) とよび、單成火山の組合はさつたものを複成火山 (Composite volcano) といふ。成層火山は火山活動が永續する結果火山體の中腹に寄生火山 (Parasitic cone) とよぶ小火山を生じたり、噴火口中に更に中央火口丘 (Central cone) とよぶ小山を形成したりして複成火山になるものが多い。本邦に於ては純然たる單式成層火山の例としては日光の男體山と九州の開聞岳を挙げることが出来る。箱根山・阿蘇山・富士山等は何れも複成火山である。

複成火山には箱根・阿蘇等の如く大陥落火口 (Caldera) を有するものがある。富士の如き美しい圓錐形も何時かは火口を中心とし陥落することは成層火口の多くが持つ運命である。餘りに多くの物質を地表に持ち出したために地下に空洞を生じ、同時に生成された火山體の自重はこの空洞の天井を破壊するに十分な荷重となる。この場合この陥落火口の周縁をつくる屏風状の山を外輪山 (Somma) と云ひ、外輪山に取り囲まれた平野を火口原 (Atrio) とよび、火口原に水の溜つて生じた湖水を火口原湖 (Atrio lake) といふ。箱根の蘆の湖の湖は火口原湖の好例である。又この火口原湖の水が外輪山を破つて流れ出た時はこれを火口瀬 (Barranco) といふ。

この項の詳細は火山地形の項参照のこと

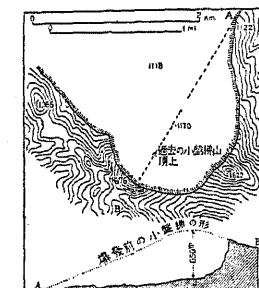
b) 火山活動 火山活動 (Volcanic activity) の原因は岩漿の運動に基くものであるが、岩漿と熔岩とは少し相違することに注意しなければならない。岩漿は熔岩の持つ礦物的成分の外に多量の揮發性成分を含んでゐる。その中特に多いのは水蒸氣で、他に炭酸瓦斯・硫化水素・鹽化水素等がある。地表で固結した熔岩を火口内の流體状態にある熔岩 (即ち岩漿) の有つ温度迄に加熱しても、決して熔融しない原因是固結したものは瓦斯體が逃げてゐる爲である。

さて岩漿が地表に出ると壓力が急に減少する爲に瓦斯體は爆發的に逃亡する。これが火山の爆裂 (Explosion) の主な原因となるのである。この際火山灰又は碎片物を飛散せしめ、或は此等の物質が水と混つて泥流 (Mud flow) となつて流れ下り非常な災害を惹起する。大正 15 年の北海道十勝岳の噴火に際しては堆雪が融けて猛烈な泥流が山麓を荒した。

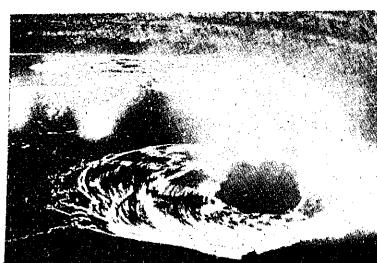
爆發性の噴火 (Detonation) で最も有名な例は明治 22 年の盤梯山の爆裂で、小盤梯の山體の大半が吹き飛ばされ、泥流は山麓の長瀬川を堰止めて檜原湖等の湖沼を作つた (第 50 圖)。

ハワイ式の噴火 (Quiet eruption of Hawaii type) といふのは極めて靜かな噴火で、火口内の熔岩の水位が次第に高まり遂に火口外に溢流するのである。Hawaii 島の火山、特に Mauna Loa や Kilauea 等はこの種の活動形式をもつてゐる (第 51 圖)。

最も普通な噴火形式は前二者の中間性のものである。先づ最初に爆發



第 50 圖 爆發後の盤梯山・下は爆發前の断面形の比較



第51圖 Kilauea 火山噴火口
内の熔岩湖

出される水蒸気の量は實に巨大なもので、嘗て Fouqué は Etna の一寄生火山に就いて観測した所では、100日間に實に 210 萬 m^3 の水に相當する水蒸気が放出されたと報じてゐる。

H_2O 以外の瓦斯としては CO_2 , CO , NH_4 , H_2 , O_2 , N_2 , A , H_2S , S , HCl 等が含まれてゐる。

破片物の中には熔岩の塊が空中に飛ばされたものもあり、又今迄山體を構成してゐた岩石が破碎されて飛散したものもある。形狀により火山彈 (Volcanic bomb) (第52圖(a)), 火山礫 (Lapilli) 火山砂 (Volcanic sand), 火山灰 (Volcanic ash), 火山毛 (Volcanic hair) 等の區別がある。火山彈といふのは熔岩塊が空中を飛散する際多くは紡錘形はなつて固結したもので富士の鏗節岩等之である。又不規則な形で表面が凝固してから内部の瓦斯が發生し、表面に龜裂の生じたパン穀状火山彈 (Bread crust bomb) といふのもある(第52圖(b))。地表に落下の際扁平となつた火山彈として有名なものに阿蘇の皿石がある。

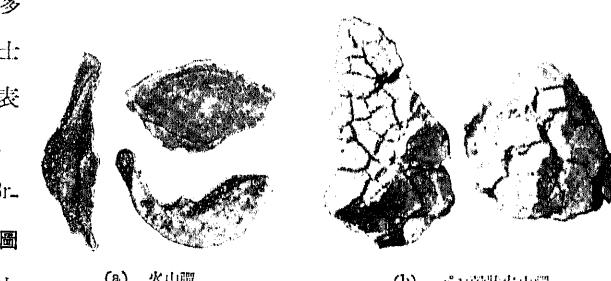
通常輕石又は浮石 (Pumice, Bimstein, Fonce) とよばれるものは瓦斯を放出した大小の氣泡が著しく、殆んど氣泡の集合からなつたやうにさへ見える海綿状の岩塊で、主として火山鼓膜よりなつてゐる。輕石は通常火山の噴火の初期爆發の旺盛時に噴出されるものである。

熔岩 (Lava) は其の化學成分により動流性が著しく異なる。一般に瓦斯體を多く含むもの程且つ鹽基性のもの程流动性が著しい。熔岩流が地表を流れる時には赤熱の狀態で、含有せる水蒸氣及び瓦斯を放出して移動し、漸次冷却すると共に表面から皮殼を生じて暗褐色乃至は暗黒色に變はる。



第53圖 ハワイ Mauna Loa
火山の熔岩流

(第53圖)。



第52圖 火山彈の形狀

を起し次で熔岩が流れ出すのである。大正3年の櫻島の破裂、昭和5年の駒ヶ嶽の噴火はこの例である。

c) 火山噴出物 火山の噴出物 (Ejecta) は(1)瓦斯體、(2)碎片物及び(3)熔岩である。

瓦斯體の噴出物中最も多いのは H_2O である。これは一部分は地下水が岩漿熱の爲に氣化したものであらうが、大部分は岩漿中に含まれてゐたものである。火山活動の際放

熔岩流が山頂より溢流する時は谷に沿つて意外に遠く迄も及ぶものである。富士の猿橋熔岩は40km 以上も遠く迄流れてゐる。熔岩流の表面が固結して皮殼状になつても内部の熔岩流は以後永く流れ居ることがあり、遂に内部の熔岩流のみが流れ去つて後に熔岩隧道 (Lava tunnel) を残すことがある。

熔岩流が森林帶を流れるとき樹木の幹の跡が圓い穴となつて残つたり、樹木の印象を熔岩に残したりすることがある。之を熔岩樹型 (Lava mould) といひ(第54圖)，熔岩隧道と共に富士の裾野に見られる。

d) 溫泉及び噴氣 溫泉の湧出、火山地方の噴氣等は何れも火山活動の末期に見られる現象である。溫泉の湧出は必ずしも火山地方のみには限られないが、火山地方には最も多く集合してゐる。岩漿が地下に於て固結する際、水蒸氣が放出されて熱水となり、諸物質を溶解して地表に湧出したものが溫泉である。従つて火山地方には最も多く、然らざる地方の溫泉も地下の火山作用、岩脈等に關係ある場合が多い。



第54圖 熔岩樹型

この様に岩漿から放出される水を岩漿水 (Magmatic water) と稱してゐるが、溫泉の中にはこの外に地表より侵入した天水 (Meteoric water) が混入してゐることもある。溫泉はその溶解成分により硫黃泉・炭酸泉・鹽類泉等の區別がある。

噴氣も亦火山活動の名残りであつて、重い水蒸氣のみを噴出する噴氣孔 (Fumarole), 硫化水素や亞硫酸瓦斯を噴出する硫氣孔 (Solfatara), 炭酸瓦斯を噴出する炭酸孔 (Mofette) 等の區別がある。噴氣は急に温度が下る爲に、高溫度に於てのみ瓦斯として存在し得るものは孔口附近に固體として沈澱する。之を昇華物 (Sublimates) とよび、硫黃は最も普通なものである。

噴氣孔の例、箱根小湧谷、別府の坊主地獄

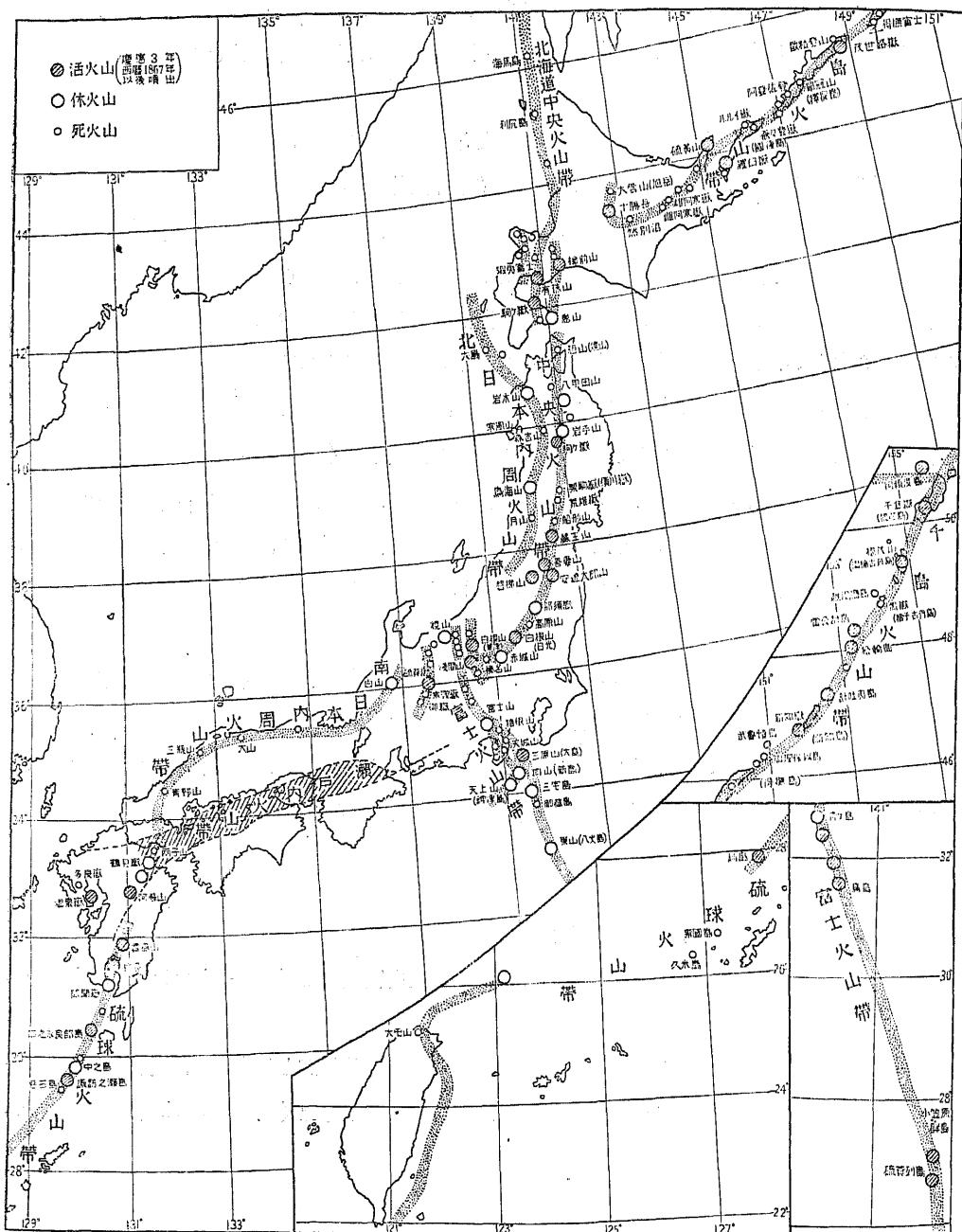
硫氣孔の例、箱根大湧谷

炭酸孔の例、那須火山の殺生石、立山及三瓶山の鳥地獄、櫻島の毒谷

溫泉、噴氣等の如き火山活動の末期に見られる現象を火山後期作用 (Post-volcanic action) とよぶ。

火山岩の地方ではこの時期に地中の割目に沿ひ熱水蒸氣又は硫氣が上昇する爲、割目の周囲を全く變質腐朽せしめて軟弱な粘土に化してしまふ。之が一般に溫泉餘土 (Solfataric clay) と稱せられる土質である。

日本列島火山分布圖



第 55 圖