

韓半島の地質(3)

大韓民国地質構造形成史

ANTONY JOHN REEDMAN*

嚴相鎬**

翻訳 柳井 修一***

監訳 木村 敏雄****

5. 三疊紀後期とジュラ紀の岩石：大同大層群

5.1 中生代構造運動と中生代前期の堆積作用

北中国—韓半島卓状地は、古生代を通じて非常に安定した状態を保っていた。構造運動としては、間欠的におこる緩やかな沈降と造陸的な隆起がおこったのみである。すなわち、卓状地上の原生代後期から古生代にかけての堆積層中に傾斜不整合は全く認められないし、堆積層中に残された古生代中期の大堆積欠如のもととなった隆起運動も、卓状地被覆堆積物をとりわけ著しく褶曲させるようなものではなかった。しかしながら中生代になるとこの長い安定期は終りをつけ、いくつかの時階の激しい地殻変動がはじまり、そのうちあるものは火山岩および深成岩の活動をともなった。北中国—韓半島卓状地の広い地帯の構造発達史は、このような活動をともなう地殻変動により特徴付けられる。いくつかの時階の地殻変動の強さは場所によって異なる。中国では三疊紀中期からジュラ紀前期の時階は、一括してインドシナ（印支）運動と呼ばれ、ジュラ紀中期から白亜紀後期の地殻変動は燕山運動と呼ばれている。韓半島では、

三疊紀中期とジュラ紀中期とから始まった主要な褶曲時階は、それぞれ松林変動・大宝造山運動と呼ばれている。これら2度の主要な地殻変動の間に、大同大層群を構成する堆積層が堆積した。したがって、これらの堆積層の層序学的研究は、韓半島の中生代構造発達史の特質と時期を知る上で、重要な役割をになっている。

北部韓半島では、平南盆地内で原生代後期と古生代の堆積層が結晶質基盤岩の上を厚く覆っていて、これらはさらに松林変動によって強く褶曲しかつ断層によって切られている。この事実は平壤南方松林里においてはじめて明らかにされた。ここでは、大同大層群の地層が顕著な傾斜不整合をもって、朝鮮大層群のオルドビス紀石灰岩層の上に重なっている（KOBAYASHI, 1930）。後になって、同じような関係が、平南炭田の大同大層群の地層と平安層群の地層との間に見出された。

松林時階の褶曲運動は、二疊紀後期から三疊紀前期と考えられている北部韓半島の緑岩統の堆積より後の時期におこっている。一方、三疊紀後期の地層である大同大層群の最下部ユニットは、松林変動後に堆積したものである。従って、松林変動は三疊紀中期にさかのぼる。平南盆地北東部の巨大な花崗岩体が貫入した時期は、ほぼこれに一致する。この花崗岩体のK/Ar同位体による年代は、200m.y.~225m.y.の範囲に収まる。松林変動期の変形運動に起因する平南地域の複雑な地質構造をもつ地層は、ジュラ紀中期大宝造山運動期の

*地質学研究所（ロンドン）

**韓国国立地質礦物研究所

***東京大学理学部地質学教室

****東京大学名誉教授

褶曲および衝上断層運動によって、さらに相当量の変形をうけている。

南部韓半島では、松林変動の影響は平南盆地よりもはるかに弱い。しかしながら、沃川盆地の広域にわたる長い堆積作用に終止符をうったのは、この時期の緩やかな波曲と隆起とによってであって、この後にはそれまでの広い沈降地帯だった、沃川地区やまわりの安定なマッシューフの中に、非常に限定されて孤立した湖沼が形成されただけになる。沃川盆地が消滅して、短かい侵食期を経て、大同大層群の非海成堆積物が沃川帯の古生代の岩石や京畿マッシューフの古期結晶質岩類を傾斜不整合で覆って堆積した。大同大層群の堆積物が堆積した湖沼堆積盆地は、多くの点からみてそれ以前のより大きな古生代堆積地帯とはほとんど関係をもたないと考えられる。このことは、松林地殻変動が北中国一韓半島卓状地上でのそれ以前の堆積盆地発達の様相 (pattern) を根本的に組みかえたことを示している。

南部韓半島の大同大層群は、盤松層群・藍浦層群・金浦層群よりなる。これらの地層群の堆積層は、それぞれ異なった孤立した堆積盆地に形成されたために、各堆積盆地間での堆積層の精密な対比はまだできていない。これらの各層群は全て大きな不整合によって境されており、どの地層も大宝造山運動時の褶曲および断層運動の影響を被っている。大同大層群堆積層はモラッセ型の岩質組み合せからなる。大同大層群には数層準にはさまれる礫岩主体層を含む粗粒碎屑層岩層が特徴的に分布し、大同大層群堆積期、すなわち松林および大宝地殻変動という間欠的 (paroximal) な変動時階の間にも、堆積区周囲の地帯は構造的に不安定な状態が継続していたことを示している。大同大層群は沃川褶曲帯中の古期岩類だけでなく、京畿マッシューフの古期岩類をも覆っていることが見出されているので、本大層群の地質構造は沃川褶曲帯縁辺のマッシューフが大宝造山運動期にどの程度変形したのかについて重要な手がかりを与える。

5.2 大同大層群の層序

5.2.1 盤松層群

盤松層群の堆積層は、沃川褶曲帯北東部の咸昌と旌善との間の狭長な地域に分布する (図-5.1)。分布地域が北東方向に伸長して見えるのは、本層

群が大同大層群堆積後の褶曲および衝上断層運動をうけているためである。盤松層群は、公須員衝上断層の東側の地域に分布が限定される。公須員帯の衝上断層が地下深くの基盤岩中の断層群の存在を反映した長い歴史をもつものであることは、すでに前章までに強調したことである (3, 4)。この断層群は沃川盆地における堆積作用に、繰り返して影響を及ぼして、カンブリア紀からオルドビス紀にかけてと古生代後期との2回にわたって、堆積盆地の軸部と縁辺部の陸棚区とを分けるものになっている。また、松林変動時におけるこの断層群の活動が、盤松層群を構成する河成ないし湖沼堆積物を堆積させた細長い沈降地帯の位置を左右している (図-5.2)。松林変動期に朝鮮大層群と平安層群構成層は、傾動運動または波曲をうけて、波長の大きな緩やかな褶曲を形成している。そして、それらは侵食をうけて、盤松湖の細長い沈降地帯をとりかこむ小高い地形をなした (図-5.2)。盤松層群の基底層は、河成一湖沼盆地のデルタ扇状地に堆積した礫岩層である。礫岩層中の巨礫は、主に平安層群の地層からもたらされたもので、よく円磨されており径も1mにおよぶ (写真-10.A 参照)。粗粒な岩屑は、流速の速い河川によって周囲の高地から盤松湖へ運搬されたもので、場所によっては400m以上の礫岩層が形成されている。砂岩層・頁岩層が基底礫岩層を覆い、また薄い炭層をはさむ。盤松層群中には、主に凝灰岩・玄武岩・流紋岩よりなる火山岩類も部分的に存在する (KOBAYASHI, 1953)。いくつかの頁岩主体の層準からは、豊富な植物群が見出され、KAWASAKI (1925) によりライアスの植物群と同定されている。盤松層群の特徴的な植物化石には、*Baiera*, *Cladophlebis*, *Coniopteris*, *Marattiopsis*, *Ctenis*, *Gingkoites*, *Pityophyllum*, *Podozamites*, *Pterophyllum* などがある。

盤松層群の層序は、丹陽炭田・閔慶炭田においてよくわかる。丹陽炭田では、盤松層群は次に示す3層に分けられている (C.M. SON *et al.*, 1967A; C.H. CHEONG, 1971) :

- (3) 徳川里層：灰白色中粒長石質砂岩，暗灰色頁岩レンズ。300m
- (2) 玄川里層：暗灰色頁岩，長石質砂岩，部分的に見られる3層の炭層。豊富な植物化石。20-100m

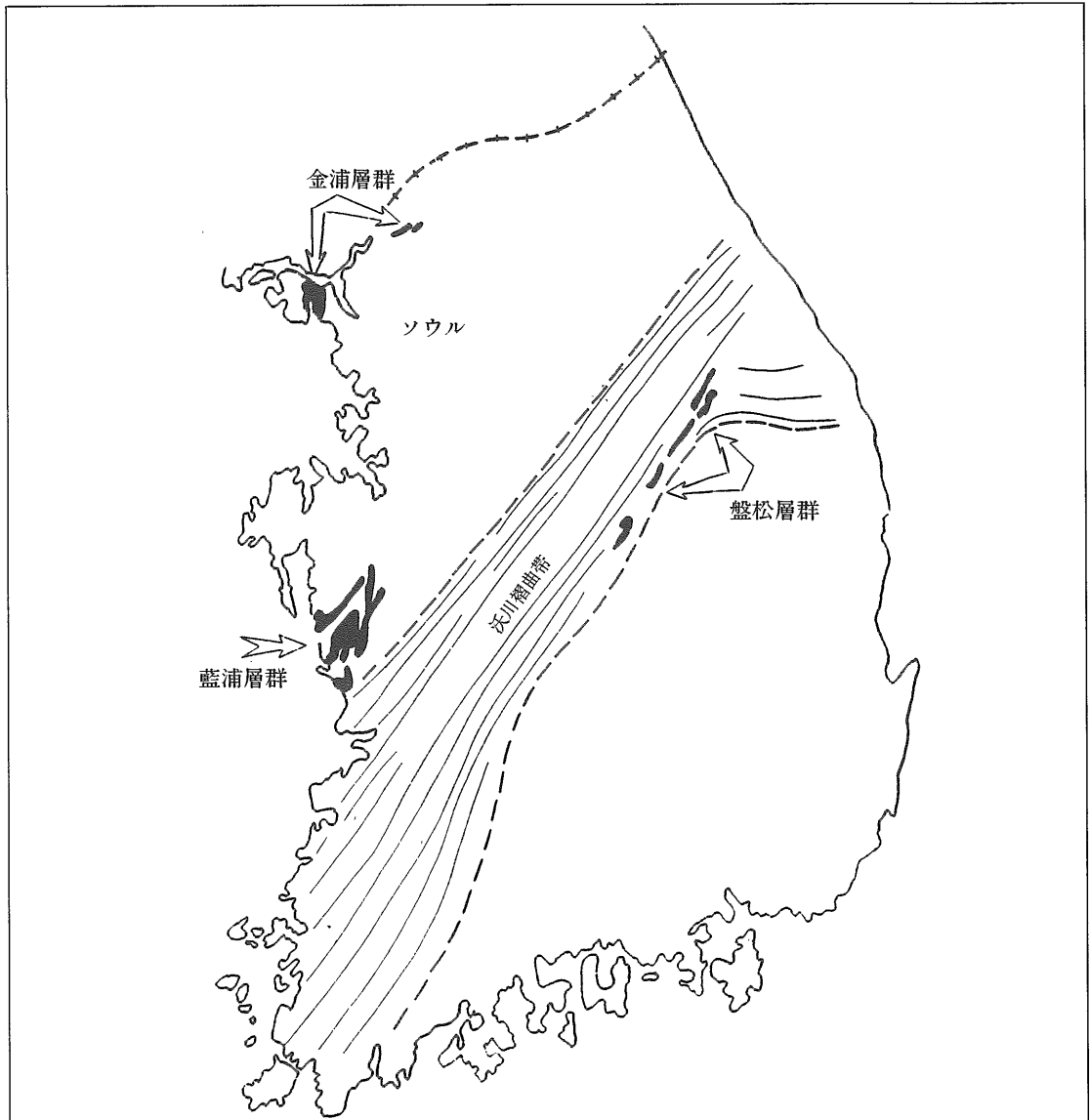


図-5.1 大韓民国の大同大層群の分布

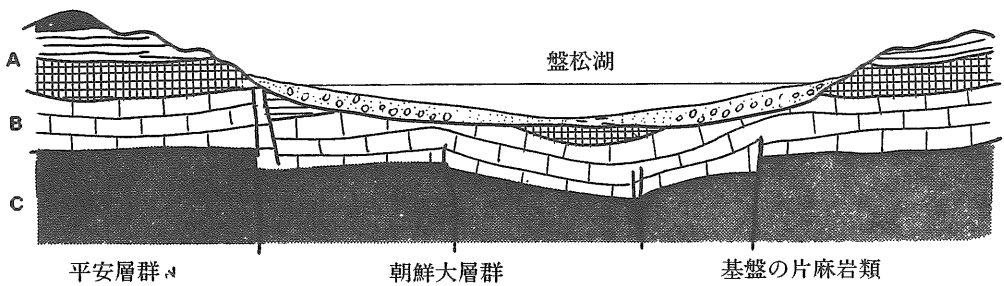


図-5.2 盤松湖の堆積断面図
(KOBAYASHI, 1967を改変)



写真-10. A 盤松層群底部の礫岩層・江原道，旌善付近

A. J. Reedman

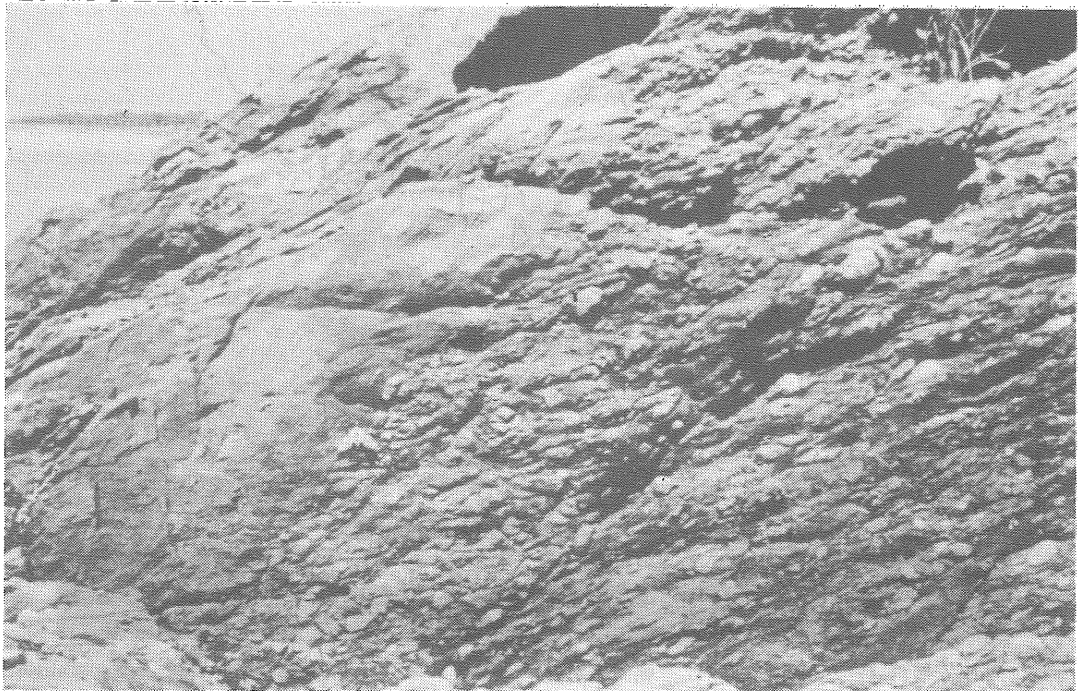


写真-10. B 変形し，逆転した藍浦層群の礫岩層，忠清南道，大川海岸

- (1) 沙坪里層：珪岩，花崗片麻岩，頁岩，石灰岩の中礫と長石質砂岩の基質よりなる礫岩 10—300m

— 不 整 合 —

玄川里層の炭層は沙坪炭坑で採掘されているが，下位の平安層群中の炭層に比較して，その品位は悪い。しかし，さらに南方の閩慶炭田では盤松層群の炭層はかなり重要である。

閩慶地域では，盤松層群は2つの主要なサイクロセムより成る。それぞれのサイクロセムは，礫岩層とその上に重なる砂岩層・頁岩層・少数の石灰岩層よりなり，炭層をはさむ。基底礫岩層 (M.S. LEE and S.W. KIM, 1968; N.J. KIM *et al.*, 1967) は，平安層群の地層を覆う (図—5.3) 30m から200m の厚さの地層で，檀山層に覆われる。檀山層は，明灰色石英質砂岩・黒色細粒砂岩・頁岩・無煙炭層，上位サイクロセムの基底をなす中部礫岩主体層よりなる。無煙炭層は，檀山層の下部と上部に認められ，上部の無煙炭層は閩慶近くの鳳鳴炭坑において特に産出量が高い。檀山層上部は朝鮮大層群の石灰岩層と断層で接するため，盤松層群の全層厚は不明である。

5.2.2 藍浦層群

藍浦層群は忠清南道の忠南炭田に露出する。藍浦層群は主として粗粒な碎屑性堆積岩の厚い地層群よりなる。この碎屑岩層は，京畿マッシーフの結晶片岩・片麻岩よりなる地帯にできた低地中の淡水湖で形成された。この湖は隆起した沃川盆地の北東側に位置し，盤松湖と同じように構造的には不安定であった。その結果，堆積盆地を横切るような大きな広がりを持った粗粒岩屑の周期的堆積がおこった。本層群の堆積層は3つの主要なサイクロセムよりなる。各サイクロセムは，下部が厚い礫岩層と粗粒砂岩層によって特徴づけられ，上部が砂岩，頁岩，下部のものより薄い礫岩層によって特徴づけられる。下部の2つのサイクロセムには，堆積作用が活発でなくなった時期に炭層が形成されている。藍浦層群の全層厚は，最も厚い部分でおよそ3,000mである。

藍浦層群ははじめ SHIMAMURA (1931) により調査され，後に SON *et al.* (1967B) により研究された。SHIMAMURA によって提唱された地層区分を採

用すると，本層群の層序は以下のようである：

- (6) 玉馬山層：砂岩と礫岩との互層で頁岩をはさむ。 800m
- (5) 平里礫岩層：礫岩と砂岩。 30m
- (4) 白雲寺層：炭層をはさむ黒色頁岩，砂岩，礫岩レンズ，植物化石，貝蝦類化石。 650m
- (3) 開花里礫岩層：礫岩。 70m
- (2) 峨嵋山層：礫岩レンズを含む頁岩と砂岩との互層。下部の頁岩と黒色炭質砂岩中に，炭層をはさむ。多量の植物化石と貝蝦類の化石。 500m—750m
- (1) 月明山層：礫岩と砂岩。非常によく円磨された巨礫を含む。平均礫径10cm。基質は砂質で一部長石質。巨礫，中礫は大部分が珪岩。 20m—650m

— 不 整 合 —

本層群堆積層の周期性は，閩慶炭田の盤松層群が示す周期性とよく類似している。そして，月明山層と峨嵋山層，および開花里礫岩層と白雲寺層とからなる藍浦層群下部の2つのサイクロセムは，閩慶地域の盤松層群堆積層を構成している2つのサイクロセムに対比できる。C.M. SON *et al.* (1967) は，藍浦層群の2番目のサイクロセムが下位のサイクロセムを不整合で覆っており，従って場所によっては，開花里礫岩層が先カンブリア系の基盤岩類を直接覆っているとしている (図—5.4参照)。しかし，下位の片麻岩類との接触関係は，多くの場合変成作用や構造的剪断作用によってわかりにくいものになっている。従って，衝上断層やすべり面に沿った動きによって，基盤と被覆層との間にどの程度移動が生じ，どの程度，被覆層の基底部層を欠如させることになったかはよくわからない。

藍浦層群は広域にわたって褶曲運動の影響を受けていて，基盤の片麻岩類との接触部近くでは部分的に小褶曲と変成作用とが著しくなっている。大褶曲の多くは，南方に向かって転倒している。これらの褶曲の軸面のトレースは曲がっていて，かつ部分的に分布しているより高度に変成された千枚岩質岩に認められる線構造は2方向あるので，少なくとも2回の褶曲期があったことは明瞭である。この褶曲運動と断層運動とは，大宝造山

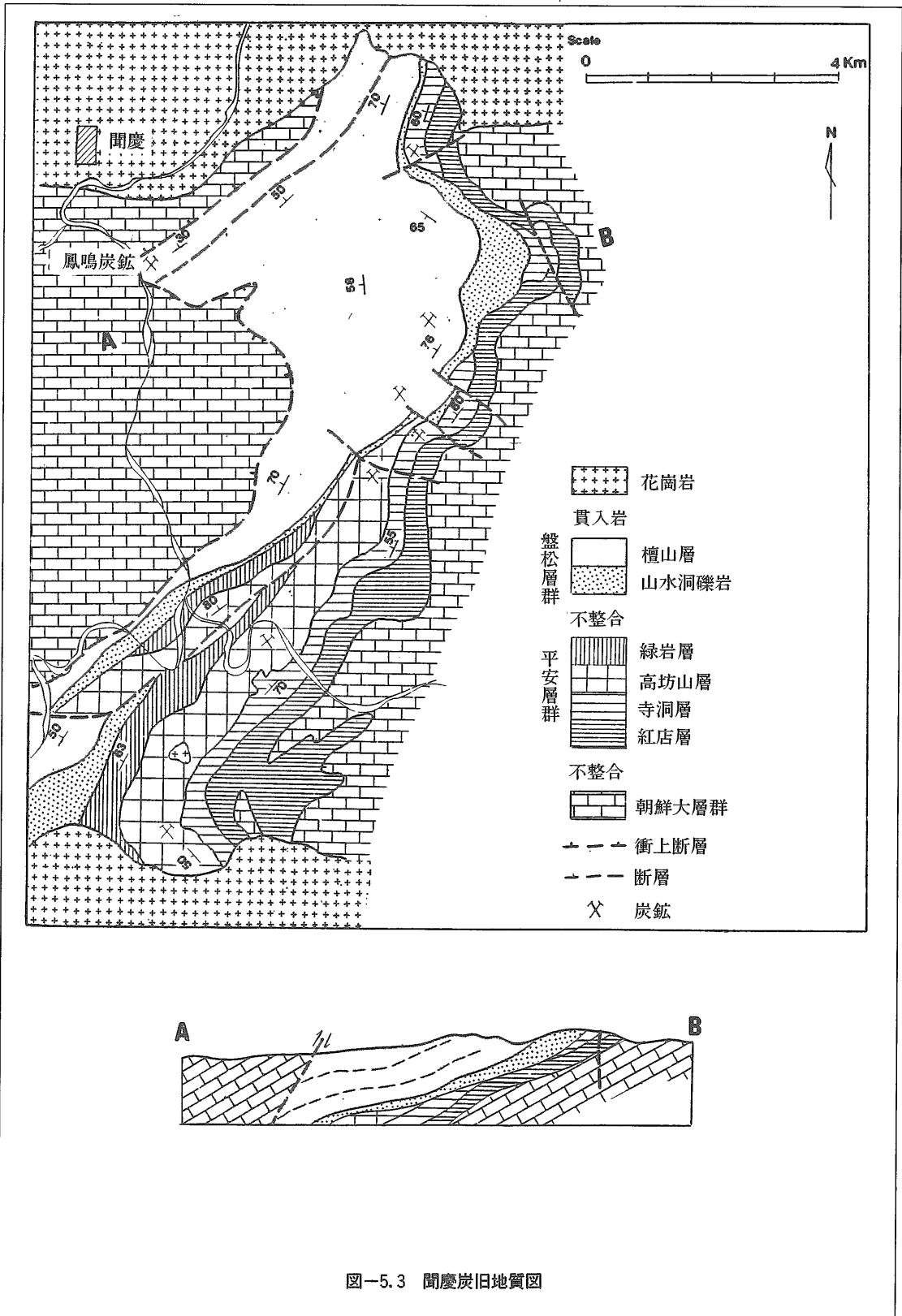


図-5.3 閔慶炭田地質図

運動期に始まったもので、これらの存在はこの造山運動の影響が沃川盆地をこえて、縁辺マッシュフにまで及んだことの証拠となっている。

峨嵋山層と白雲寺層との頁岩からは、以下に列記するような属を含む大量の植物群が得られている。すなわち、*Clathropteris*, *Cladophlebis*, *Neocalamites*, *Schizoneura*, *Anomoziamites*, *Pterophyllum*, *Baiera*, *Pheonicopsis*, *Podozamites* である。KAWASAKI (1925) はこれらの植物化石群集をジュラ紀前期(ライアス)のものとしたが、KOBAYASHI (1950) は貝蝦類の化石より、本堆積層の下部は三畳紀後期に堆積したと結論した。

5.2.3 金浦層群

京畿マッシュフ北部において、大同大層群は先カンブリア系の結晶片岩類や片麻岩類を覆って、断片的な小地域に分布する。この地層群も大部分粗粒碎屑性堆積物よりなり、礫岩を主としてそれにともなって、砂岩と薄い炭層をはさむ少量の頁岩が含まれる。ソウル北東方の金浦地域では(図-5.1参照)、金浦層群は通津層と文周山層とよりなる。前者は、基底部の多源性礫岩層・褐色砂岩層・バン土質灰色頁岩層、低品位の無煙炭層をはさむ黒色頁岩層・礫岩層よりなり、上部に時おり白色石灰岩層をはさむ。文周山層は、礫岩層・砂岩薄層・紫色頁岩よりなり、軽微な傾斜不整合で下位の通津層を覆う。両層とも層厚は約800mである。礫岩はほとんどが淘汰不良で、よく円磨された灰色珪岩礫を含む。しかし、江華島では、通津層基底付近の礫岩はアルコーズ砂岩の基質中に、石英・緑色砂岩・黒色頁岩の礫を含む(B.K. KIM and Y.A. PARK, 1968)。本堆積層は急傾斜し、大宝造山運動期に少なくとも2回の褶曲運動をうけている(C.J.N. FLETCHER, 私信)。

通津層の頁岩層には植物化石が豊富に含まれる。それらは、KAWASAKI (1925) によるとライアスの群集であるという。しかし、通津層の頁岩層から産する貝蝦類は、KOBAYASHI (1950) により三畳紀後期のカーニアンからノーリアンのものとされていて、さらに一部の種は藍浦層群の峨嵋山層より発見されたものと同種であるという。

金浦層群の堆積層が堆積した低地は、北東方の抱川地域にまで広がっていた。本地域では、本層群の衝上くさび体(an inthrust wedge)が先カンブリア系基盤岩類中に見出されている。また、本

層群の地層は北に傾斜していて、分布域の北縁と南縁とに衝上断層がある。この地域の地層は、淘汰の悪い黒色砂岩層、70cmに及ぶ礫径をもつ白色珪岩の巨礫を含む礫岩層、植物片を含み方解石をともなう黒色頁岩層、石墨質石炭の薄層よりなる。基底衝上断層(basal thrust)付近の砂岩層に見られる斜交層理から、本堆積層は逆転しているらしい(C.J.N. FLETCHER, 私信)。

引用文献

- CHEONG, C.H.
1971: Stratigraphy and palaeontology of the Danyang Coal field, North Chungcheong-do, Korea; *Geol. Soc. Korea, J.*, v. 7, No. 2, p.63-88.
- KAWASAKI, S.
1925: Some older Mesozoic plants in Korea; *Geol. Surv. Chosen, Bull.*, v. 4, pt. 1.
1926: Addition to the older Mesozoic plants in Korea; *Geol. Surv. Chosen, Bull.*, v. 4, pt. 2.
- KIM, B.K. and PARK, Y.A.
1968: Outlines of geology of Ganghwa Island; *Geol. Soc. Korea, J.*, v. 4, No. 1, p. 31-40.
- KIM, N.J., CHOI, S.O. and KANG, P.C.
1967: Geological Map of Korea, Mungyeong Sheet; *Geol. Surv. Korea*.
- KOBAYASHI, T.
1930: The significance of the unconformity at the base of the Daido (Daedong) formation; *Geol. Soc. Japan, J.*, v. 37.
1951: Older Mesozoic Estherites from Eastern Asia; *Univ. Tokyo Fac. Sci., J., Sect. 2*, v. 7, pt.10.
1967: Geology of South Korea with special reference to the limestone plateau of Kangweon-do; *Geol. and Min. Res. Far East* (ed. T. OGURA), v.1, p. 25-138.
- LEE, M.S. and KIM, S.W.
1968: Geological Map of Korea, Hamchang Sheet; *Geol. Surv. Korea*.
- SHIMAMURA, S.
1931: Geological Atlas of Chosen, Seiyo (Cheongyang), Daisenri (Daecheonri), Fuyo (Buyeo) and Nampo Sheets; *Geol. Surv. Chosen*.
- SON, C.M., CHEONG, C.H., KIM, B.K., LEE, S.M. and KIM, S.J.
1967A: Geology of Danyang Coal Field; *Geol. Surv. Korea, Geol. Rept. on Coal Fields of Korea*, No. 8, p. 73-94.
SON, C.M., CHEONG, C.H., KIM, B.K. and LEE, S.M.
1967B: Geological report on Chung-nam Coal Fields; *Geol. Surv. Korea, Geol. Rept. on Coal Fields of Korea*, No. 8, p. 119-156.

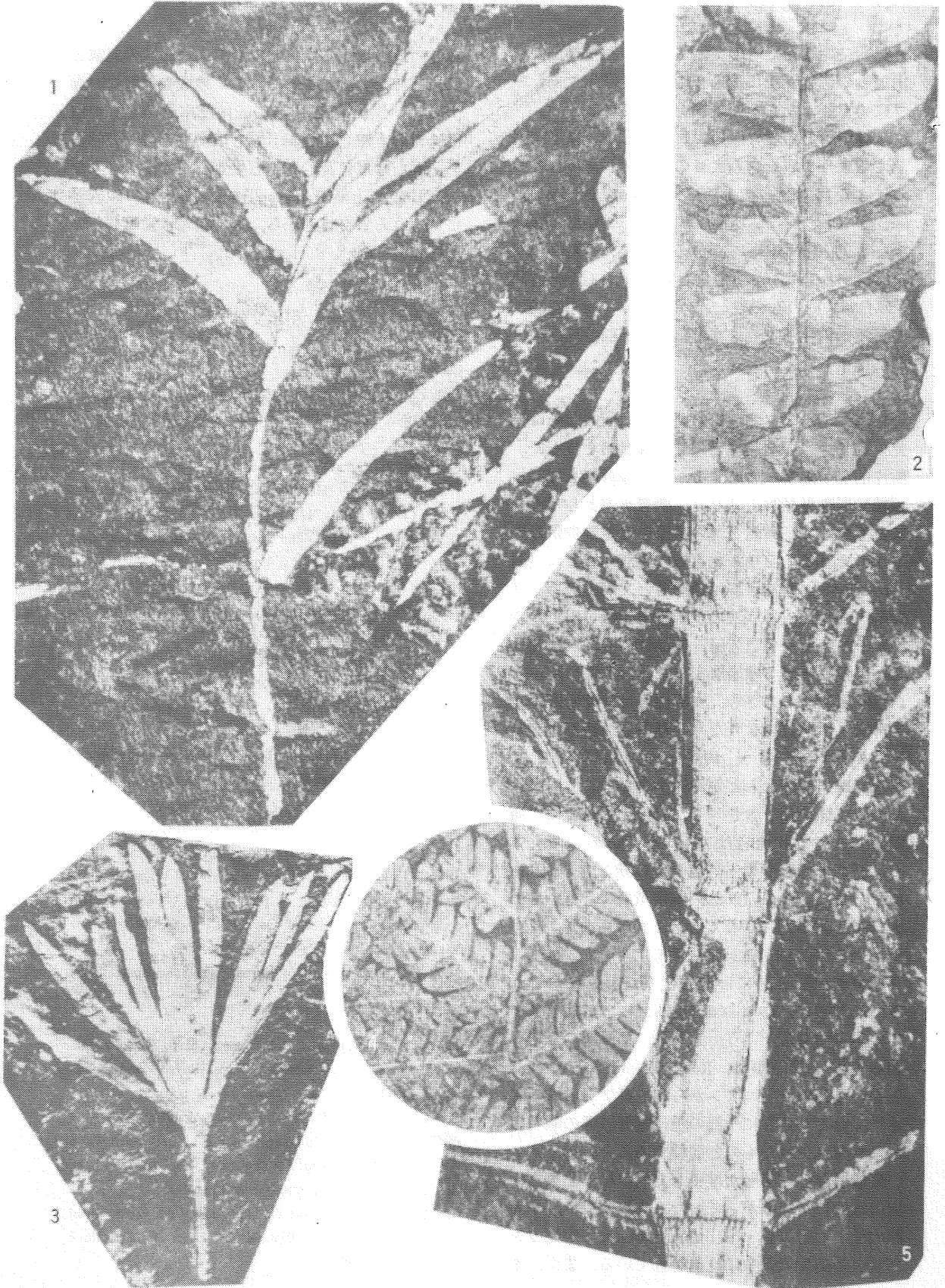


写真-11 大同大層群産の代表的植物化石



- 写真-11 1, *Podozamites lanceolatus* (L.&H.)
江原道寧越郡上東面蓮下里
- 2, *Pterophyllum* sp. cf. *P. propinquum* GOEPP
慶尙北道聞慶郡磨城面外於里
- 3, *Baiera gracilis* BUNB

- 慶尙北道聞慶郡磨城面內於里
- 4, *Cladophlebis nobbensis* BRONGN
慶尙北道聞慶郡磨城面內於里
- 5, *Neocalamites Carrerei* ZEILL
忠清南道保寧郡大川面蓼庵

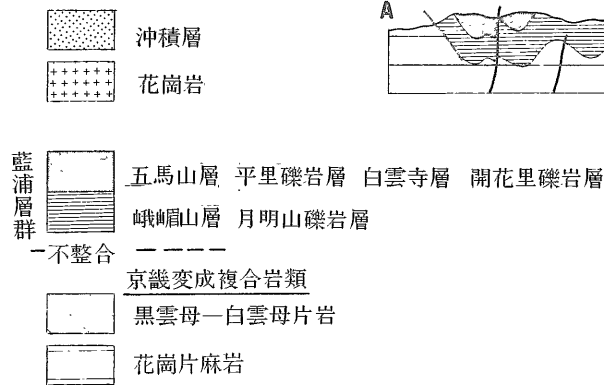
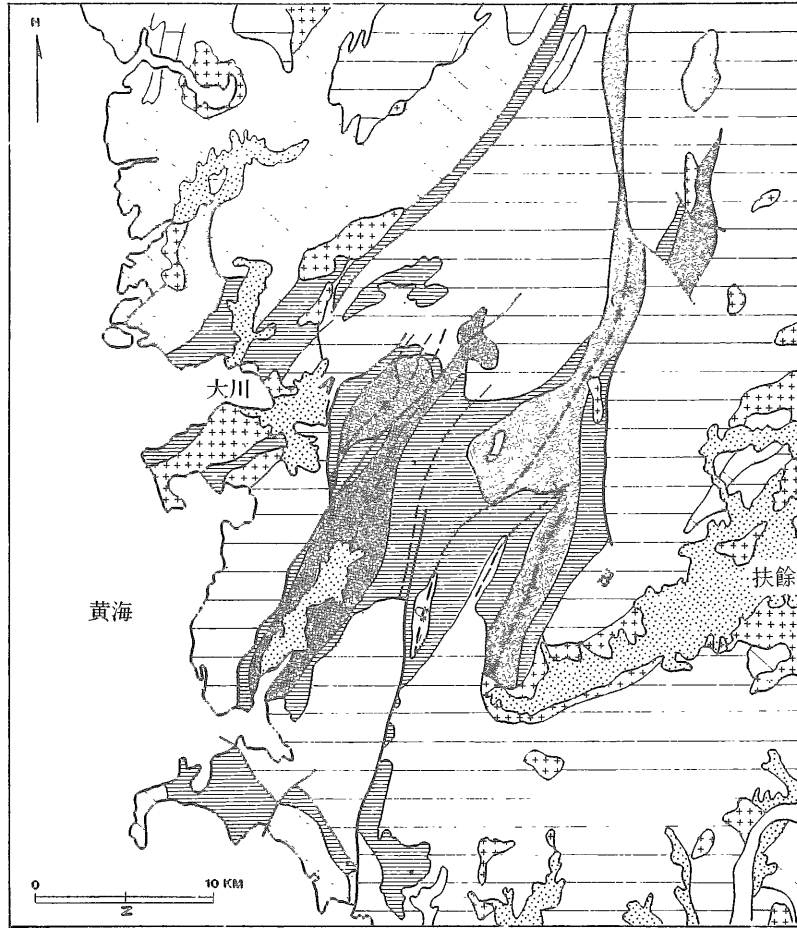


圖-5.4 忠南炭田の地質

6. 大宝造山運動

北部・南部韓半島にわたり広い地域に影響を与えた変形運動、変成作用とそれともなう深成活動などのジュラ紀の一連の地殻変動は、大宝変動 (Daebo Disturbance)、あるいはより一般的な名称として大宝造山運動 (Daebo Orogeny) と呼ばれている。大宝造山運動は実際は、三疊紀松林変動にはじまり、中期ジュラ紀の大宝底盤花崗岩類の貫入で終了する一連の造構造運動のサイクル (tectonic cycle) の中で、最も激しかった時期に相当する。松林造山運動は、北部韓半島では大宝造山運動と同程度の強さを持ち、三疊紀花崗岩類の貫入もあった。一方、同じ時期に南部韓半島では、単に盤松、藍浦、金浦湖沼性盆地群を形成する程度のゆっくりとした隆起・沈降運動をもたらすにとどまった。大宝造山運動は沃川盆地の消滅をもって完了し、それによって沃川褶曲帯や大宝花崗岩質底盤群が形成された。

6.1 沃川褶曲帯

沃川褶曲帯は、その前に存在した沃川盆地地区に生じ、韓半島を横切るように京畿・嶺南両マッシューフの間に存在する。沃川褶曲帯は南西部の変成地帯と北東部の非変成地帯とに分けられる (図-6.1)。前者は原生代後期沃川層群堆積岩起源の変成岩とミグマタイト化した岩石とを含み、後者は、弱変成ないし非変成の堆積岩層群である朝鮮大層群・平安層群より成り、場所により大同大層群をも含む。両地帯はその層序、変成度が対照的なだけでなく、その地質構造も著しく異なる。変成地帯では、大スケールの相似褶曲が特徴的にみられ、軸面片理、ちりめんじわ片理、構造的に生じたさまざまなタイプの線構造など、岩石が著しい塑性変形をうけた結果生じた流動変形小構造 (penetrative minor structures) がいたるところに見出される。一方、非変成地帯の地層は、著しく褶曲していることにちがいはないが、形態的には同心円状褶曲がより卓越していて、多くの高角衝上断層群や覆瓦状構造地帯の形成にもなう脆性破断変形をうけている。

沃川褶曲帯変成地帯は、古生界の下位にあり、泥質岩を主体とした古期沃川盆地堆積層である沃

川層群が地表に露出している地区である。この古期の沃川盆地は、O.J. Kim (1972) により、古沃川地向斜 (Ogcheon Palaeogeosyncline) と呼ばれた。変成地帯と非変成地帯の両者にまたがる忠州東方地域では、沃川層群が北方に急激に薄層化し、その上をのりこえて朝鮮大層群基底部の地層が重なっている。沃川盆地は、カンブリア紀大海進の最初期に北東方へ広くなり、朝鮮大層群が堆積した (3 参照)。この堆積盆地を、O.J. Kim (1972) は新沃川地向斜と呼んだ。この変化にともない沃川盆地中軸部は、'古沃川地向斜' をこえて、寧越・博芝山地域にまで達し、そこには古生界の厚い堆積層が形成された。一方、縁辺の陸棚区は斗圍峰・三陟地域に広がり、陸棚層が薄く堆積した (3 参照)。変成地帯では古生界の大部分は既に侵食により失なわれていて、その詳細はわからないが、それでも上部原生界・古生界の全層厚は大宝造山運動以前に10,000m 以上あったと推定される。非変成地帯では沃川層群は堆積せず、古生代堆積層が古期の先カンブリア系結晶片岩類・片麻岩類の上に直接重なり、その全層厚は、新沃川地向斜中央部の6,000m から縁辺陸棚区の4,000m 以下のはばをもっている。変成地帯と非変成地帯内部での堆積層の岩質・層厚の多様性は、少なくとも一部構造様式の多様さによるものである。

6.1.1 変成地帯の地質構造と変成作用

沃川褶曲帯変成地帯は、北東走向で水平に近い軸をもつ相似褶曲の存在により特徴付けられる。この褶曲は、大宝花崗岩質底盤の伸びの方向と平行で、褶曲帯が地質図上で特徴的な木目を描くものになっている。大スケールの褶曲は数 km の振幅を持ち、1つ1つの褶曲軸は10数 km 連続し、それらは雁行配列をなす。軸面は北西に傾斜し、あるものは南東方向に著しく転倒している。この北東方向の褶曲構造は、いたるところでペネトラティブな片理面を形成していて、千枚岩質岩とか片状岩では、この片理面はすでに存在している片理を切るちりめんじわ片理と一致する (写真-12 参照)。

変成地帯北端部、忠州東方では、褶曲構造は特に複雑なものになっている。これは、この地域で沃川層群が急激に薄くなることと関連していて、REEDMAN *et al* (1973) は、流動変形による片理構造や線構造などの小構造が、3つの別々の時期に

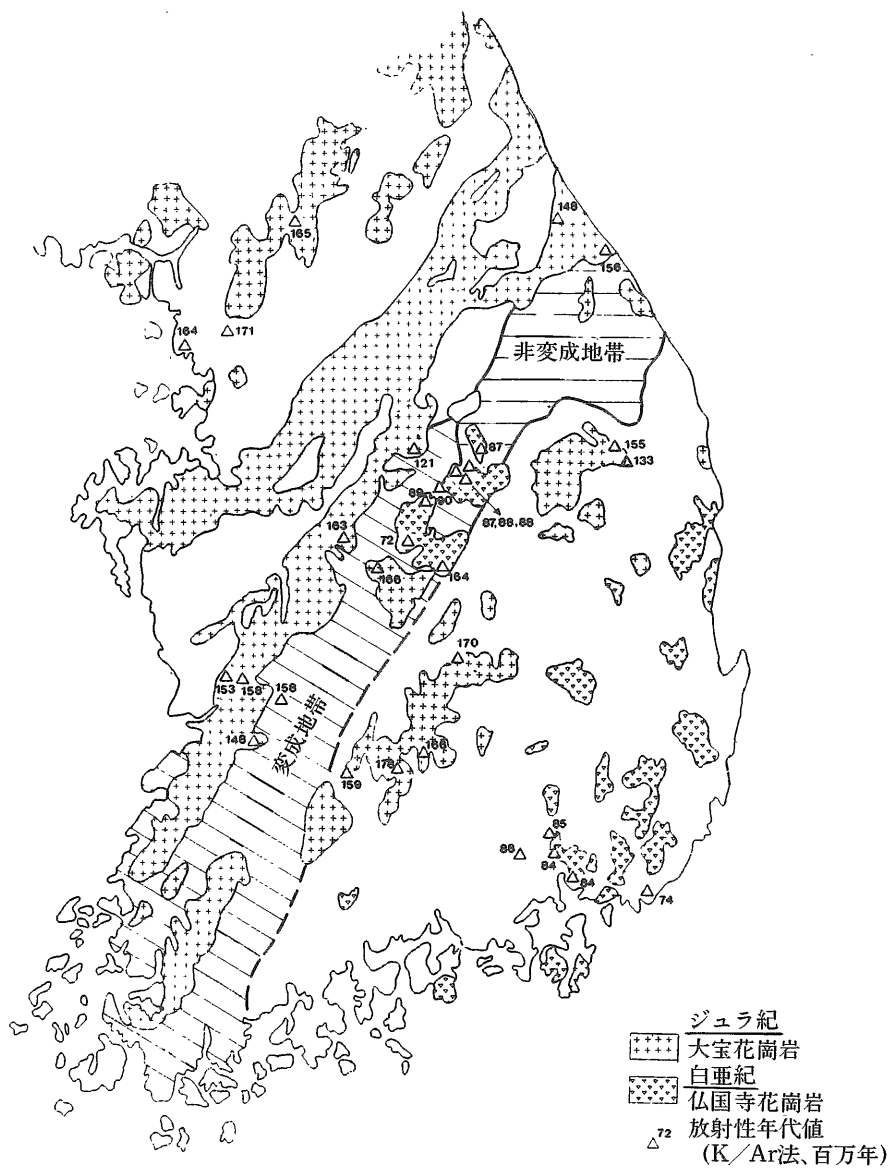


図-6.1 沃川褶曲帯の変成域と非変成域との配置と大宝及び仏国寺花崗岩類の分布とを示した図。

褶曲構造形成にともなって生じたことを認めた。先にのべた北東トレンド褶曲構造は2番目の F_2 フェーズの褶曲運動により生じたもので、これによってその前の西北西トレンドの横ぶせ褶曲は再褶曲している。最後に東西方向のゆるく波曲するような F_3 褶曲が形成された。沃川褶曲帯変成地帯北東部の地層が複雑な分布・構造パターンをとるのは、このような大宝造構運動期の一連の褶曲・再褶曲運動によるものである(図-2.8, 図-2.9参照)。この地域の小地質構造は、FLETCHER (1975)により記載されている。

変成地帯では、主要な褶曲運動は広域変成作用をとまなう。変成鉱物組み合わせから、本地帯は中間型P/T変成相系列、パロヴィアン型変成帯系列の変成作用を受けた。本地帯に最も広く分布するのは緑泥石-黒雲母帯であるが、はばせまくザクロ石-珪緑石帯も出現し、一部には連続性は悪いがラン晶石-十字石帯も認められている。(REEDMAN *et al.*, 1973)。一般に変成分帯は、褶曲帯構造方向に平行で、変成度は北西方に高くなり、大宝花崗岩質底盤群のうち最も巨大なものに沿う変成地帯北西縁部が最も高くなっている(図-6.1参照)。

褶曲帯の最も深部をなすミグマタイト質岩石は、変成地帯南東部の全州と木浦との間に広域に分布している。この地域のミグマタイト類は、H.S. KIM (1974)によって卓越した組織と鉱物組成とから、花崗岩質タイプと片麻岩質タイプの2つに区分されている。このミグマタイト類は従来より‘片状花崗岩類’と称され、造山運動期の貫入岩体であると考えられた。しかしD.S. LEE (1971)やH.S. KIM (1974)の研究結果によれば、ミグマタイト類は沃川盆地に堆積した堆積岩類にその起源をもつという。また、ミグマタイト地帯と呼んでいる中には、基盤岩類が新たな片理面の形成を受け、それが地表付近にまで隆起したものが含まれている可能性は大きい。H.S. KIM (上掲)は、ミグマタイト類の変成鉱物の組み合わせが緑色片岩相-角閃岩相遷移部に相当することを示し、ミグマタイト類が変成作用後期の後退変成作用を受けたことを示した。沃川褶曲帯南東部の地質構造はまだあまりくわしく研究されていないが、ミグマタイト類の片理面は、褶曲帯全体の構造方向と調和的であることが知られている。

REEDMAN *et al.* (1973)は、変成地帯北部の変成組織の研究から、沃川褶曲帯内部における変成-変形史の対応関係を調べた(図-6.2参照)。それによると、ザクロ石を生じた初期の変成作用は最初(F_1)と2番目(F_2)の褶曲運動の間におこり、ラン晶石と十字石とを生じた後期の変成作用は F_2 褶曲運動直後におこったものである。黒雲母は、だいたい F_1 褶曲と F_2 褶曲運動期の間にも再結晶している。最後に、大宝花崗岩類やさらに後の仏国寺花崗岩類の貫入にとまなう接触変成作用が認められるが、この接触変成鉱物はただ単に後造山性の組織を示すだけである。

非変成地帯と接している変成地帯の北端部は、特に地質構造が複雑な地域であることは既に述べた。通常、両地帯の境界は、泥質岩が多い沃川層群と考えられている地層群と石灰質堆積物よりなる朝鮮大層群との間におかれるが、変成作用が必ずしもその境界部でかわるわけではない。非変成地帯とされている中にも、局所的に低度広域変成作用を受けた部分がある。聞慶地域では、両地帯の境界には大きな衝上断層があって、変成地帯沃川層群がこの断層に沿って朝鮮大層群上部層の上に東に向かって衝上している。同様にさらに北東方の黄江里地域でも、沃川層群と朝鮮大層群との間に衝上断層があるといわれているが、実証されているわけではない。両地層群の境界、あるいは推定断層の位置は、古沃川地向斜の境界にほぼ一致する。

6.1.2 非変成地帯の地質構造

沃川褶曲帯非変成地帯は、褶曲と衝上断層のどちらが相対的に卓越するか、あるいは大構造の方位(orientation)によって、いくつかの地質構造単位に分けられている。これらの地質構造単位は、寧越複背斜区・博芝山向斜区・旌善-丹陽衝上断層地帯・中峰山地塊・白雲山向斜区である(図-6.3参照)。これらの地質構造単位は、下位の基盤岩類の配置の仕方と、上位の原生界被覆層の厚さのちがいによってそれらの地質構造のちがいを生じている。

寧越複背斜は、堆積層が厚い新沃川地向斜軸部に形成された。寧越複背斜区は褶曲・衝上断層地帯をなし、その褶曲軸面と断層面はともにアーチ状のトレースをもつ。最初の褶曲・断層は、あとで生じた変成地帯 F_2 褶曲運動に対応する北東ト

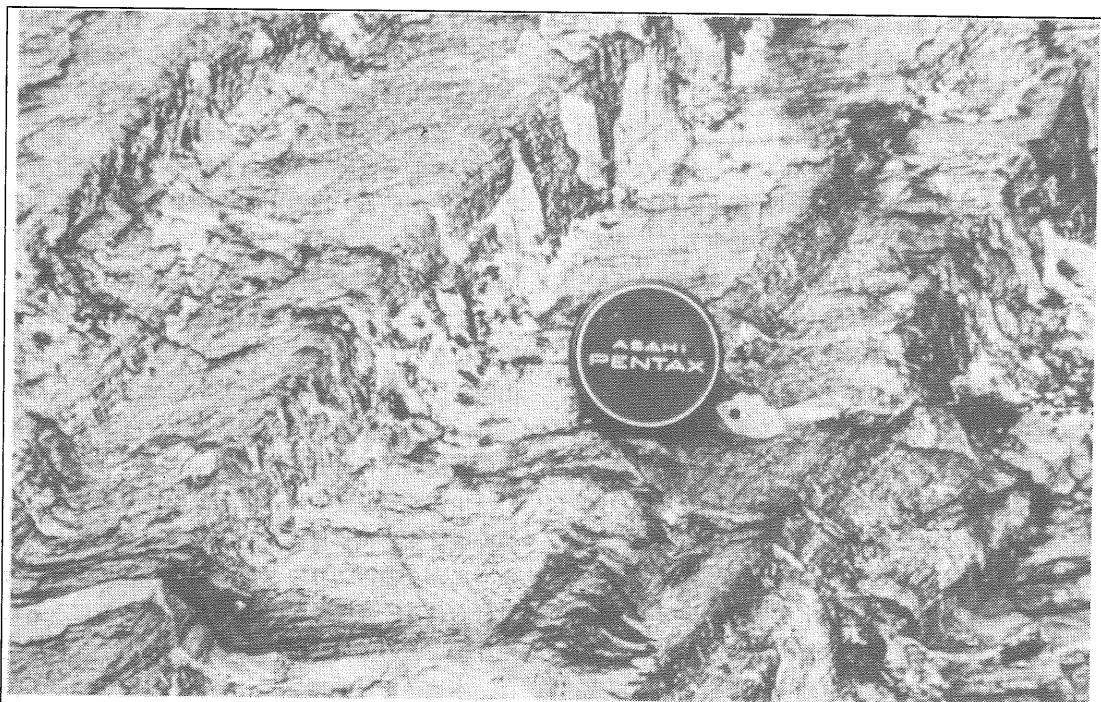


写真-12.A 黄江里層の石英—黒雲母片岩にみられる初期の片理構造を切る粗いちりめんじわへき開き
A. J. Reedman
J. H. Chang

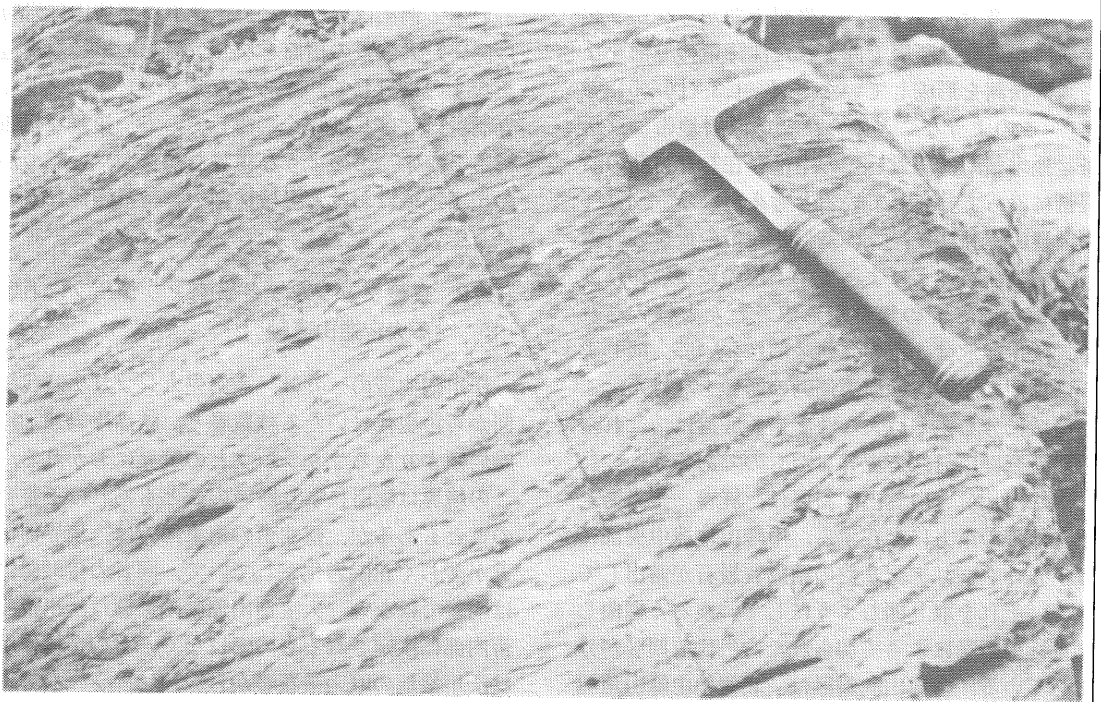


写真-12.B 沃川褶曲帯変成地帯の北部における黄江里層永礫岩にみられる2方向の片理面

レンドの主要な背斜状構造の曲隆をうけている。褶曲軸面や断層面の傾斜方向より、初期の地質構造は、北東ないし東フェルゲンツをもつ。すなわち、褶曲帯変成地帯が衝上断層に沿って非変成地帯あるいは嶺南マッシーフの上へのし上げたのと同じように、非変成地帯の地層は、衝上断層に沿って堆積盆地の伸びの方向と平行に北東方に、あるいは縁辺の陸棚区に向かって東方に移動している。この複背斜地帯では同心円状褶曲が卓越し、流動変形による小地質構造が見られることは少ない。

寧越複背斜区の東には、巨大な衝上断層地帯である旌善—丹陽衝上断層地帯がある。丹陽付近では、初期の複背斜構造はこの断層群により切られる。旌善—丹陽衝上断層地帯は、西に傾斜した数多くの衝上断層よりなり、開慶から旌善にかけて分布している。本地帯は沃川盆地変遷史を通じて古地理的に極めて重要な地帯である。カンブリア紀・オルドビス紀の沃川盆地中軸部相である寧越タイプ朝鮮系と縁辺陸棚相の斗岡峰タイプ朝鮮系とは、この地帯を境として接している。同じように、この地帯は平安層群堆積期には最も沈降の速かった地帯であったし、三疊紀後期からジュラ紀後期にかけては断層で囲まれた沈降帯の一部をなし、盤松湖を形成していた(図-4.3, 図-5.2参照)。このようなことから、この断層地帯は、沃川盆地堆積期に基盤岩類の中に存在した古期の断裂帯に沿って分布していると考えられる。そして、大宝造山運動期に、この基盤断裂帯の最後の若返りである断層運動によって、上位の被覆層中に高角の衝上断層群の地帯が形成されたと推定される。沃川盆地は、その北西縁部において、同じように古期の断裂群の断層運動の影響をうけた。この地域に分布する巨大な花崗岩質底盤は、これら古期断裂群に沿って上昇したものであろう。

中峰山地塊と白雲山向斜区は、旌善—丹陽衝上断層地帯の東方に存在する。中峰山地塊中央部には、先カンブリア紀基盤の結晶質岩石が露出していて、それを取り囲むようにして、ゆるく褶曲し北東性の断層によって切られた古生代前期層が分布している。白雲山向斜区は、北側の中峰山地塊と南側の嶺南マッシーフ大白山地塊との間に存在し、沃川褶曲帯非変成地帯に認められる大褶曲構造のうちの1つをなす。白雲山向斜は非対称で、

場所によってはその北翼は逆転している(図-6.4)。その向斜軸は、北東方向を主たる構造方向とする沃川褶曲帯とほぼ直交する。向斜構造東部では、北翼部を構成する平安層群夾炭層の上に、朝鮮大層群石灰岩層が低角な断層に沿って北方から衝上している。白雲山向斜のような主要な向斜構造が形成されたのち、多くの交差褶曲(cross-folds)が北東性褶曲構造の上に重複し、そのうちいくつかのものはさらに発展して高角な衝上断層群になっている。この後期の交差褶曲は、白雲山向斜区の西縁、咸白や玉洞炭田地域などに認められ、これらの地域では炭層のポケットが交差褶曲の背斜軸部に認められる。

沃川褶曲帯非変成地帯大部分の地質構造は、地層の脆性変形による高角な衝上断層や断層をとまなうような曲げスリップ褶曲群の存在により特徴付けられる。変成地帯ではいたるところにみられた片理などの流動変形によって生じた小地質構造は、本地帯では非コンピーテント層中にもみ、稀に認められるだけである。平安層群中には、このような地質構造がよくみられ、コンピーテント層と非コンピーテント層と互層が層内褶曲を形成している。例えば、コンピーテントな高坊山珪岩層は開いた大波長の褶曲をなし、概して単純な構造をなすのに対して、隣あった非コンピーテントな寺洞層はしばしば強く褶曲していて、複雑な褶曲構造をなす。このような複雑な構造が、いくつかの炭田地域における炭層採掘を非常に困難なものにしている。

6.2 京畿マッシーフと嶺南マッシーフにおける大宝造山運動

沃川褶曲帯のへりは、通例先カンブリア時代後期から古生代にいたる被覆層と、結晶片岩類・片麻岩類よりなるマッシーフとの境界におかれる。この境界は場所により断層のこともあれば不整合のこともあるが、褶曲帯の南東部では、境界部付近が著しく花崗岩化されていて、両者の接触関係は明瞭ではない。大宝造山運動の影響は沃川褶曲帯内部に限定されるものではなく、その造構作用は沃川盆地の厚い被覆層から縁辺マッシーフ群にも及んでいる。大宝花崗岩類は、沃川褶曲帯と古期のマッシーフ群との区別なく貫入している。

大宝造山運動期に、マッシーフ群を構成する古

	F ₁ 以降	F ₂ と同時期	F ₂ 以降
黒雲母			
ザクロ石			
藍晶石			
十字石			

図-6.2 沃川褶曲帯変成域北部における幾つかの変成鉱物の結晶作用と変形時相との相対的時間関係 (REEDMAN *et al.*, 1973による)

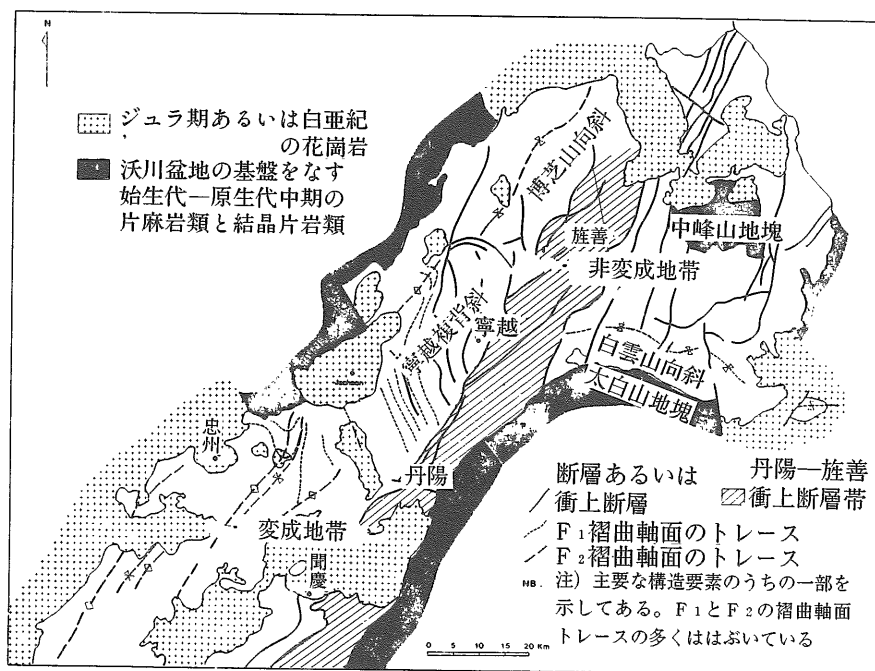


図-6.3 沃川褶曲帯北部の地質構造

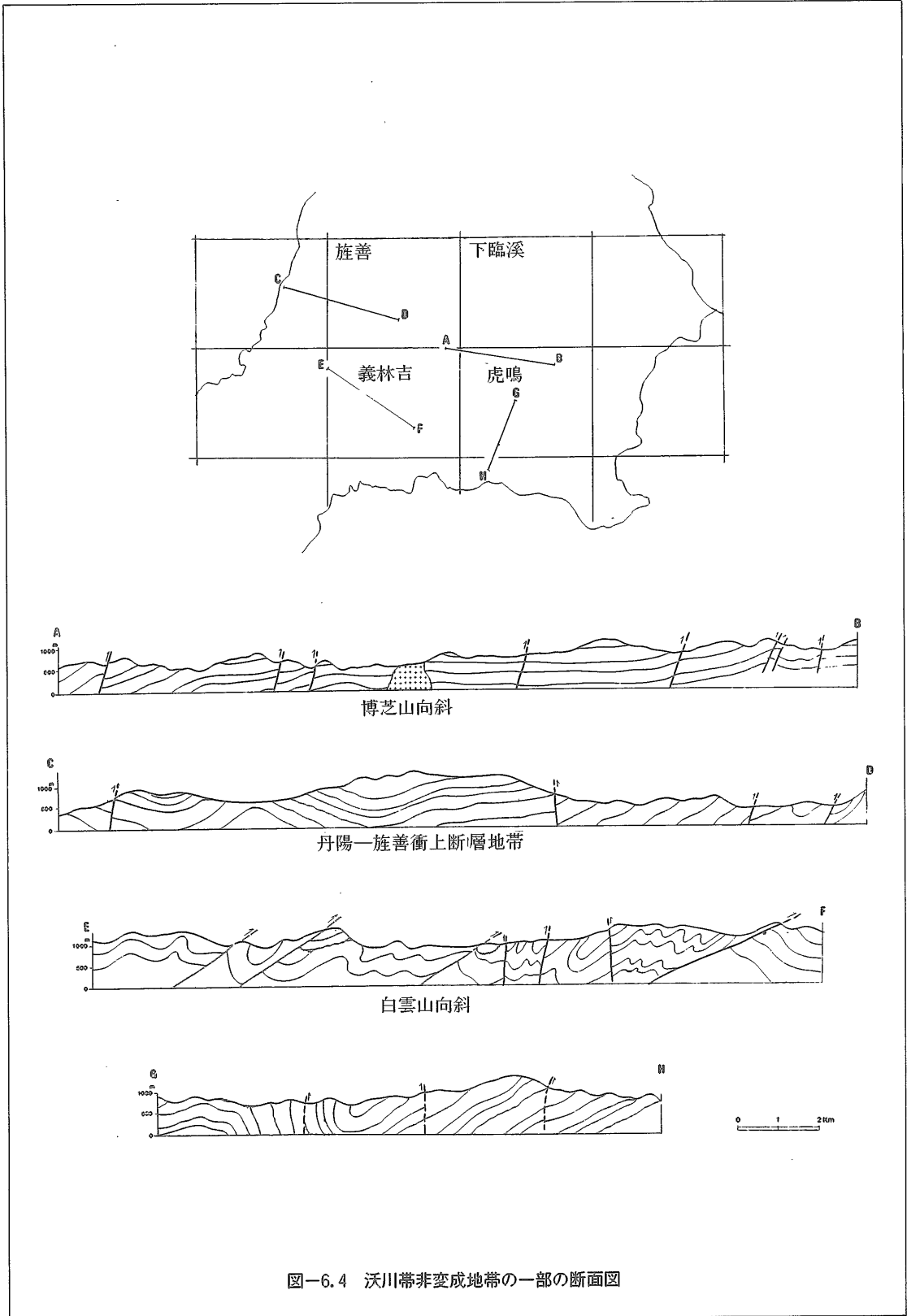
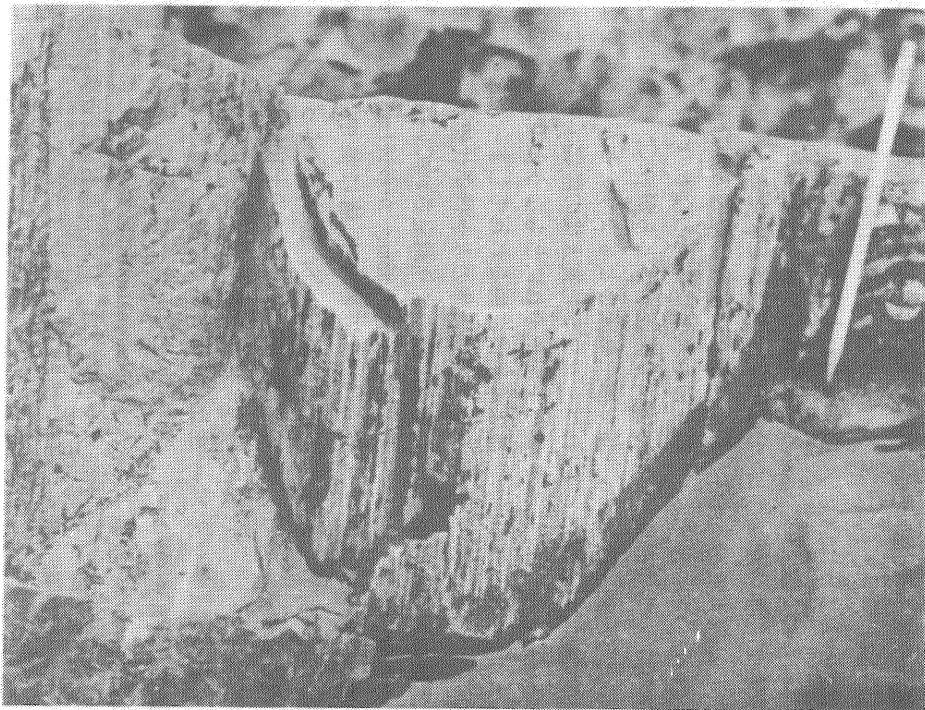


図-6.4 沃川帯非変成地帯の一部の断面図

J. H. Chang



A. J. Reedman

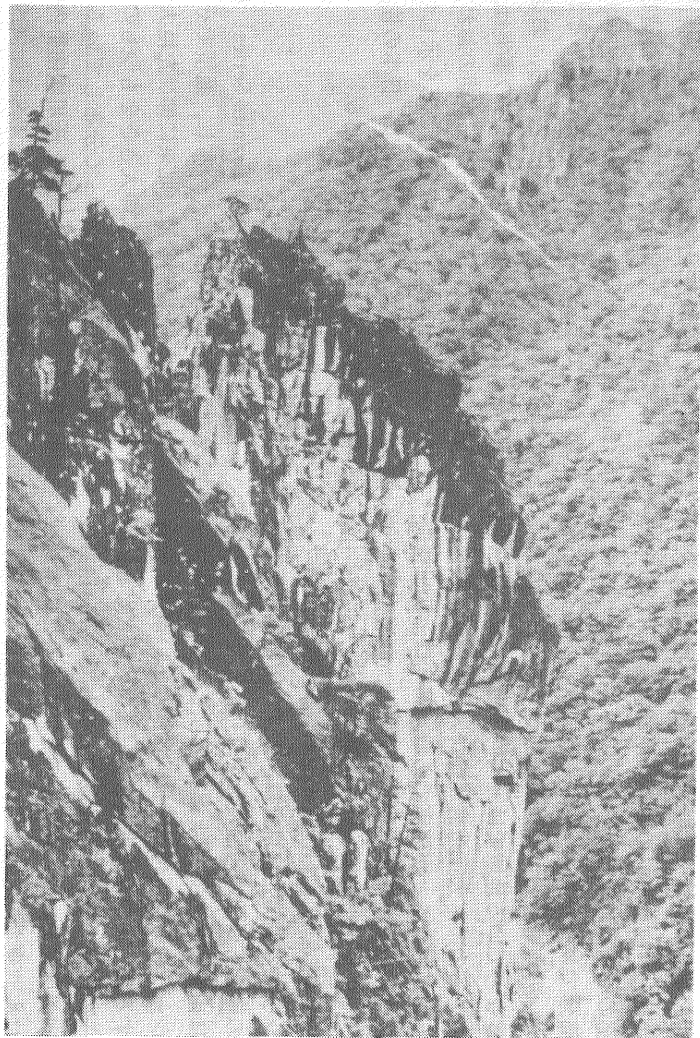


写真-13. A 沃川褶曲帯変成地帯の北部における褶曲した珪岩中の線構造

写真-13. B 雪岳山付近における大宝花崗岩類アダメロ岩の形成する小尖塔

期の結晶片岩類・片麻岩類がどの程度変形したのかは、マッシーフの詳細な地質構造解折がごく一部のせまい地域に限られていて、マッシーフの大部分ではなされていないのでよくわかっていない。外座層として大同大層群がマッシーフの上に重なっている地域では、大同大層群は常に褶曲しているため、大宝造構運動が大同大層群堆積後にもおこったことが確実である。例えば、沃川褶曲帯北西縁の藍浦層群は強く褶曲し、断層変形をうけ、南東方に転倒した褶曲群を形成している(図-5.4参照)。C.J.N. FLETCHERによれば、京畿マッシーフの金浦と抱川では、大同大層群は北東方向の軸をもつ強い褶曲変形をうけ、基盤岩類とともに南東方向への衝上運動をしている。嶺南マッシーフの三斤里付近では、はばせまい地帯に分布する古生代の変成堆積岩が、基盤岩類とともに同一の褶曲・衝上断層運動に参加している。白雲山向斜区においてみられたのと同じように、本地域にも、東ないし南東方向のトレンドをもつ初期の褶曲フェーズと北東トレンドの後期の褶曲フェーズとの複合がみられるが、衝上断層や横ぶせ褶曲などから推定される地質構造運動方向は、南へ向かうものの方が重要である。上に述べたように、沃川褶曲帯のまわりのマッシーフにおける散点的な観察事実からみて、大宝造構運動が褶曲帯をこえてさらに広い地域に及んだことは確実であるが、ジュラ系の被覆層が分布していないところでは基盤岩類とジュラ系以前の被覆層とが共通の地質構造を形成していても、それが大宝運動期のものであるかあるいは本当はより古い造構運動期のものであるのかを認定することは困難である。

6.3 大宝山運動の時代

大宝造山運動変成作用・造構運動の主要な時期は、大同大層群堆積後で慶尚層群堆積前である。前者が三疊紀後期からジュラ紀前期、後者が白亜紀前期・中期のものである(5.7.参照)、大宝造山運動がジュラ紀におこったことは確実である。

沃川褶曲帯変成地帯南東部に分布するミグマタイト中の黒雲母は、K/Ar法で158m.y.から178m.y.の間の年代値を示す。HURLEY *et al.* (1973)は、褶曲帯縁辺の先カンブリア系片麻岩類がジュラ紀180m.y.の年代測定値に集中し、同位体元素

均質化をうけたことを示した。大宝花崗岩質深成岩体は、その大部分が大宝造構運動造山後期(late-tectonic)ないし後造山期(post-tectonic)のものである。K/Ar法によれば、それらは133m.y.から171m.y.のはばをもち、おおよそ160m.y.に最頻値をもつ。これらの事実は、大宝褶曲運動・変成作用がジュラ紀前期のおわり、すなわち170±10m.y.におこったことを示している。大宝造構・変成作用の絶頂期は、日本の佐川造山輪廻大賀時階にやや先んじている。

6.4 大宝花崗岩類

大宝花崗岩類(Daebo Granite Series)は深成岩体は南部韓半島に広く分布し、面積でその30%を占める。花崗岩類は、北東に伸びた巨大な底盤を形成していて、最大の大きさをもつものは、沃川褶曲帯北西縁部に沿って分布している(図-6.1参照)。この巨大な底盤と沃川褶曲帯内部にあるこれと関連した岩体とは、D.S. LEE (1971)により研究されている。それによると、これらの岩体は花崗閃緑岩の化学組成をもち、斑レイ岩から、トータル岩・花崗閃緑岩・アダメロ岩にいたる様々な岩石より成り、量的には後2者が最も多い。

大宝深成岩類は、多くの点でより新しい白亜紀の仏国寺深成岩類と異なる。両者は化学組成が大きく異なり、前者は地殻のかなり深部で貫入し、現在の地表面に露出したものである。大宝底盤群は仏国寺深成岩体とちがって、同じ時期の火山岩類や後生鉱床をとまなうことが極めて少ない。これは、ジュラ紀貫入後の隆起・侵食によって、底盤の上部やそれにとまなう火山岩類や鉱床が、白亜系堆積前に失われてしまったためであろう。

大宝深成岩体のみかけ年代値が、黒雲母を用いたK/Ar法により測定されていて、その結果によると、大部分が133m.y.から171m.y.の間にあって、160m.y.周辺の年代値に集中する。B.K. PARK (1972)は、Rb/Sr全岩法によってソウル花崗岩の年代測定を行い、160±10m.y.という年代値を得た。アイソクロンよりこの花崗岩の Sr^{87}/Sr^{86} 初生比は0.712で、もともとのマグマがマントル起源のものとする、貫入期に相当の地殻物質の混入(contamination)を受けたことになる。このマグマの成因は、日本列島および近隣の大陸地域の下に沈み込む中生代サブダクションと密接に関連

したものと考えられ、この点について次に考察したい。

6.5 韓半島のプレートテクトニクスと中生代造山運動

プレートテクトニクス理論によれば、地球上部層は数多くのリソスフェア・プレートに分かれていて、それらはお互いに一定の運動をし、生産的な境界・消費境界・定常的な(コンサーバティブ)境界をもって接する。生産的プレート境界は中央海嶺に沿って存在し、新たな大洋地殻が形成されている。定常的プレート境界は、通常巨大なトランスフォーム断層であって、断層に沿ってプレート同志が横方向に相互に移動しあうだけで、地殻物質が新たに生産されたり消費されたりすることはない。顕生代造山帯の多くは、消費的ないし収束プレート境界に近接したところで形成されたと考えられている。本書でも南部韓半島の地質構造形成史をそのような考えに基づいて議論する。日本列島の地質学的特徴からみて、中生代前期以降、日本列島およびその背後の大陸地域のそばに、収束プレート境界区が存在したことはまちがいない。

現在の東北日本は収束プレート境界区に位置し、活動的島弧系の一部をなしている。その模式的な断面図を図-6.6に示す。東北日本は、上部に大洋地殻をのせた太平洋リソスフェア・プレートがアジアプレート縁辺部の下に沈み込んでいる地区に相当する。プレート同志の境界は日本列島下大陸側に傾斜し、地震活動の著しい地帯であるベニオフ帯を形成しながら、700kmの深さに達している。ベニオフ帯に沿った深い所で生じたマグマは上昇し、火山弧内部の火山活動のもととなった。火山弧が高熱流量地帯であることから、MIYASHIRO (1973) は、高温低圧タイプ変成作用が火山弧の地下でおこる可能性を指摘している。またこれとは対照的に、冷たい地殻物質が、沈み込むプレートとともに移動してベニオフ帯に沿って深いところにもたらされれば、それらは高压で概して低温の変成作用をうけるであろう。その後、収束プレート境界が非活動的になって、隆起と侵食とが進めば、一方は高温低圧の変成相系列の、もう一方は低温高压の変成相系列の鉱物組み合わせをもった、対をなすお互いに平行な変成地帯が

出現するであろう。

西南日本では、サブダクションによって生じた現在の海溝区の北側に、2組の古期の変成帯が認められる。そのうち古い方が二畳紀—ジュラ紀の飛驒変成帯と三郡変成帯で、新しい方がジュラ紀—白亜紀の領家変成帯と三波川変成帯である。三郡変成帯と三波川変成帯とは、それぞれ中生代前期と後期とのサブダクション帯の近くで生じた。2組の対の変成帯は、ともに南方へむかう極性をもっていて、サブダクション帯はアジア大陸の方向に沈み込んでいたと考えられる。2組の対の変成帯および現在の海溝の相対的な位置関係から、中生代前期以降サブダクション帯は累進的に南方へ移動したと推定される。

日本列島とアジア大陸との間には、現在日本海がある。第三紀以前には、日本列島はアジア大陸縁辺の海岸地帯の一部をなしていたが、第三紀以降縁海海盆である日本海が形成された。中生代ないしそれ以前には、日本列島は現在の位置よりも韓半島に近いところにあつて、サブダクション帯は島弧型というよりむしろアンデス型収束プレート境界として、アジア大陸—日本列島下に沈み込んでいた(図-6.6a参照)。新生代より前の日本列島と韓半島のおおよその相対的位置関係を、図-6.7に示す。

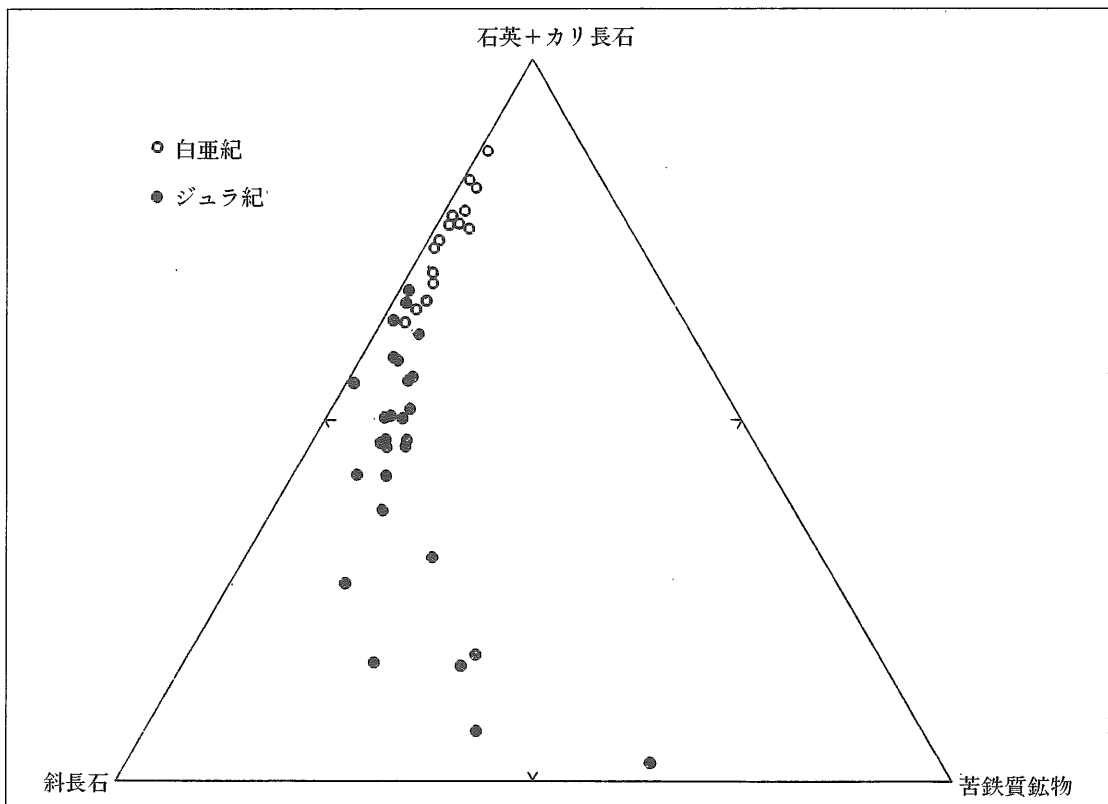
大宝花崗岩類底盤群のもととなったマグマは、中生代の2つのサブダクション帯のうち、古期のサブダクション帯と関連して、それに沿った地下深部で生じたものであろう。この古期のサブダクションによって、飛驒—三郡の対の変成帯が形成された。日本列島飛驒地帯には、大宝花崗岩類底盤群と同じ時期の花崗岩類が認められ、飛驒地帯は韓半島嶺南マッシューフ南東部につながると思われる。現在はその間に、白亜紀の堆積岩類・火山岩類よりなる被覆層が存在する。沃川盆地を埋めた堆積層プリズム体は、大宝花崗岩類のもととなったマグマの生成と上方への移動にともなって、変形作用をうけ、場所によっては著しい変成作用をうけた。変成作用は盆地深部で熱流量が増加したためにおこったもので、変形運動は、沃川盆地が沈降する際ももとの盆地形態を規定していた古期の断裂帯が、盆地基盤を大きく分ける地魂運動による若返りをした結果生じたものである。現在南部韓半島に分布している大宝底盤群

の露出面積から推定すると、底盤群の貫入によって韓半島はそのもとの長さの20%に相当する長さが、付け加わったことになってしまう。そうでないとすると、マグマ上昇にともなって、相当量の地殻表成岩石 (supracrustal rocks) が同化作用をうけたか、あるいは底盤群間の地殻ブロックが大きな圧縮をうけたかのどちらかであろう。実際がどのようなであったかはともかく、大宝底盤群のような巨大なマグマ物質の上昇があれば、大宝褶曲帯を形成するのに充分なほどの上層地殻岩石の調整を引きおこしたにちがいない。変形した被覆層中に認められる地質構造の方向性は、常に南方へむかう衝上運動、言葉をかえれば北方へむかうアンダー・スラスト運動があったことを示す。このことは、中生代前期のサブダクション帯に沿って、南側のプレートが北側のプレートの下に沈み込んでいることのあらわれかもしれない。

上に述べた事実から、我々は沃川褶曲帯がプレート内造構運動 (intra-plate tectonism) の産物

であり、そのもととなった堆積物はシアル質な基盤の上に生じた堆積盆地に堆積したものであると考えている。しかしながら、一部の研究者 (例えば、B.K. PARK and C.S. So, 1973や BURRETT, 1973) は、沃川盆地地史のある時期に沃川盆地でサブダクションがおり、沃川褶曲帯はその古縫合帯に相当するものであると考えている。この場合、沃川褶曲帯は、嶺南マッシューフのような南側の大陸断片と北側の大きな大陸地塊とが衝突することにより生じたことになる。しかし、この考えでは大宝造山期の地殻変動が北部韓半島の平南盆地にも及んだことや、北部中国での燕山運動など、北中国—韓半島卓状地内部で同時期におこった一連の地殻変動の存在を説明しえない、などの難点をもつので、我々はこの考えに賛同できない。

韓半島の中生代花崗岩は、三疊紀のものが半島北部に、ジュラ紀大宝底盤群が半島中央部に、そして白亜紀仏国寺花崗岩類深成岩体が南部に集中して分布するというように、大きくみて帯状の配



図一6.5 沃川褶曲帯中の大宝 (ジュラ紀) 及び仏国寺 (白亜紀) 花崗岩貫入岩体の鉱物組成を示した三角ダイアグラム (D.S. LEE (1971) を改変)

列をなす(図-6.7B参照)。日本列島でも、ジュラ紀花崗岩類と白亜紀後期花崗岩類とが帯状配列をなし、日本列島を中生代の位置にもどすと、これらは韓半島の花崗岩地帯に連続する(図-6.7B)。このようなジュラ紀から白亜紀にかけての花崗岩地帯の南方への移動は、中生代の前期と後期との間にサブダクション帯が後退して、マグマ・フロントの位置が南に移動したことによるものである。北部韓半島の三疊紀花崗岩類がなぜ日本列島のはるか北方に存在するのかわかっていないが、最近の知識では、これらの花崗岩類は、韓半島南方に存在したサブダクション帯や、同じようかなり離れた、北方の中部中国褶曲帯に沿って存在したサブダクション帯とは全く無関係に生じたものらしい。

中生代花崗岩類の成因については、B.K. PARK and I.K. Do (1974) と WORKMAN (1972) によって、これと異なった考えが示されている。これらの研究者は、もともとのマグマがマントル・ホット・スポットないし熱上昇流(Thermal rises)から生じたものと考えていて、特に PARK and Do (1974) は、もし韓半島が中生代を通じて1年あたり1 cmの速度で、このような上昇流の上を北方に移動すれば、現在みられるような、花崗岩類帯状配列を説明できるとしている。この考えでは、たしかにプレートのかなり内陸部での花崗岩類の存在を説明できるが、中生代前期以降、マントル深部に対する東アジアの運動方向が北方ではなく、南方であるという事実とは相容れない(UYEDA and MIYASHIRO, 1974)。

収束プレート境界とかけ離れた地域に広域に分布する花崗岩類やそれにとまなう火山岩類の成因は、よく解明されていない。UYEDA and MIYASHIRO (1975) は、ユーラシア・プレート東部に広範に分布する白亜紀後期の火山岩・深成岩複合岩類(volcano-plutonic association)の成因を考察し、80m.y. から90m.y. にかけて、クラーク太平洋プレート中央海嶺拡大軸がサブダクション帯に沿って日本列島下に沈み込んだと結論した。拡大軸周辺では、地殻は充分にあたたかいと考えられるので、低角なサブダクション帯は上にのるプレート上に広範な火成活動をもたらさう。拡大軸が沈み込めば、その上のプレートの内部には張力が生じ、最終的には大陸縁辺部の構造を大きくかえてしま

うであろう。日本列島弧の骨格である大陸地殻断片がこのような張力の結果として南方に移動し、その間に日本海が形成された。

以上のべたことをまとめると、日本列島は顕生代の大部分を通じてアジア大陸縁辺部に近接していて、古生代後期以降は、太平洋プレートが沈み込む収束プレート境界をなしていた。韓半島や近隣のアジア一部にみられる中生代の火山岩—深成岩火成活動・造構運動が、収束プレート境界のある日本列島区と密接に関連していたことはまちがいない。しかしながら、造構運動・火成活動・サブダクションの間の複雑な関係について、我々はまだ充分に解明しているとは云えない。

引用文献

- BURRETT, C.F.
1974: Plate tectonics and the fusion of Asia ; *Earth Plan. Sci. Letters*, v. 21, p. 181-189.
- FLETCHER, C.J.N.
1975: Structures in folded rocks, illustrated by structures from the Republic of Korea ; *Geol. Min. Inst. Korea*.
- HURLEY, P.M., FAIRBAIRN, H.W., PINSON, W.H. and LEE, J.H.
1973: Middle Precambrian and older apparent age values in basement gneisses of South Korea, and relations with south-west Japan ; *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 84, p. 2299-2304.
- KIM, H.S.
1971: Metamorphic facies and regional metamorphism of the Ogcheon Belt ; *Geol. Soc. Korea, J.*, v. 7, No. 4, p. 221-256.
1973: On migmatites in the Jeonju-Mogpo area, Korea ; *Geol. Soc. Korea, J.*, v. 9, No. 4, p. 207-234.
- KIM, O.J.
1972: Precambrian geology and structure of the central region of South Korea ; *korean Inst., Min. Geol., J.*, v. 5, No. 4, p. 231-240.
- LEE, D.S.
1971: Study of the igneous activity in the middle Ogcheon Zone, Korea, *Geol. Soc. Korea, J.*, v. 7, No. 3, p. 153
- MIYASHIRO
1973: Metamorphism and Metamorphic Belts ; *Geo. Allen and Unwin Ltd., London*.
- PARK, B.K.
1972: Whole-rock rubidium-strontium age of the Seoul Granite ; *Geol. Soc. Korea, J.*, v. 8, No. 3, p. 156-161.

PARK, B.K. and Do, I.K.

1974: The Mesozoic granitic batholiths in the Korean peninsula and global tectonics ; *Geol. Soc. Korea*, v. 9, No. 3, p. 149-160.

PARK, B.K. and So, C.S.

1973: The Ogcheon System in the central part of southern Korean peninsula as an ancient island arc ; *Geol. Soc. Korea, J.*, v. 8, No. 4, p. 198-210.

REEDMAN, A.J., FLETCHER, C.J.N., EVANS, R.B., WORKMAN, D.R., YOON, K.S., RHYU, H.S., JEONG, S.W. and PARK, J.N.

1973: Geological, geophysical and geochemical investigations in the Hwanggangri area, Chungcheong bug-do ; *Geol. Min. Inst. Korea, Rept. Geol. Mineral Expl.*, v. 1, part 2, p. 1-119.

SEGAWA, J. and OSHIMA, S.

1975: Buried Mesozoic volcanic-plutonic fronts of the north-

western pacific island arcs and their tectonic implications ; *Nature*, v. 256, No. 5512, p. 15-19.

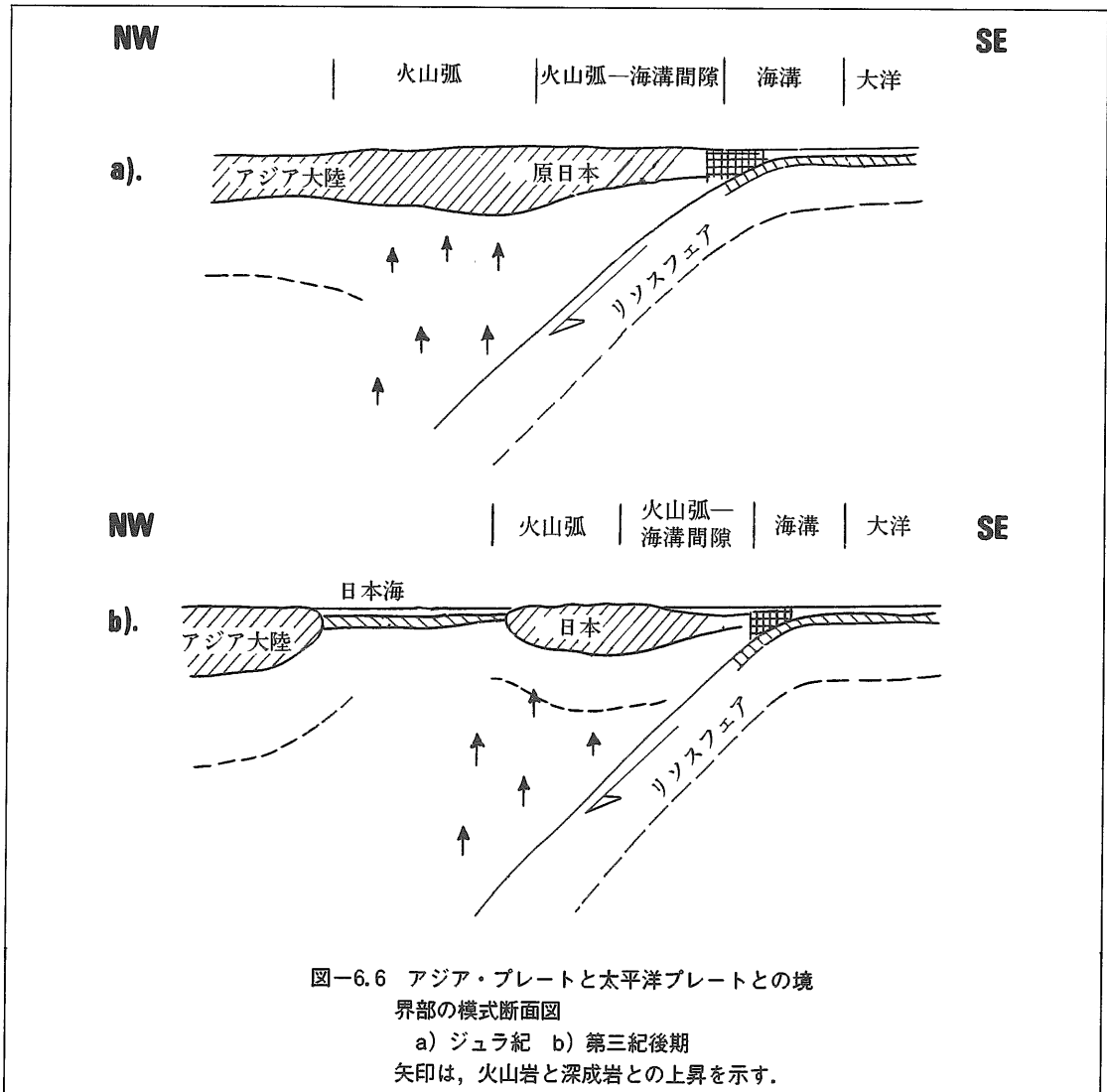
UYEDA, S. and MIYASHIRO, A.

1974: Plate tectonics and the Japanese Islands ; A synthesis ; *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 85, no. 7, p. 1159-1170.

WORKMAN, D.R.

1972: The tectonic setting of the Mesozoic Granites of Korea ; *Geol. Soc. Korea, J.*, v. 8, No. 2, p. 67-76.

(次号に続く)



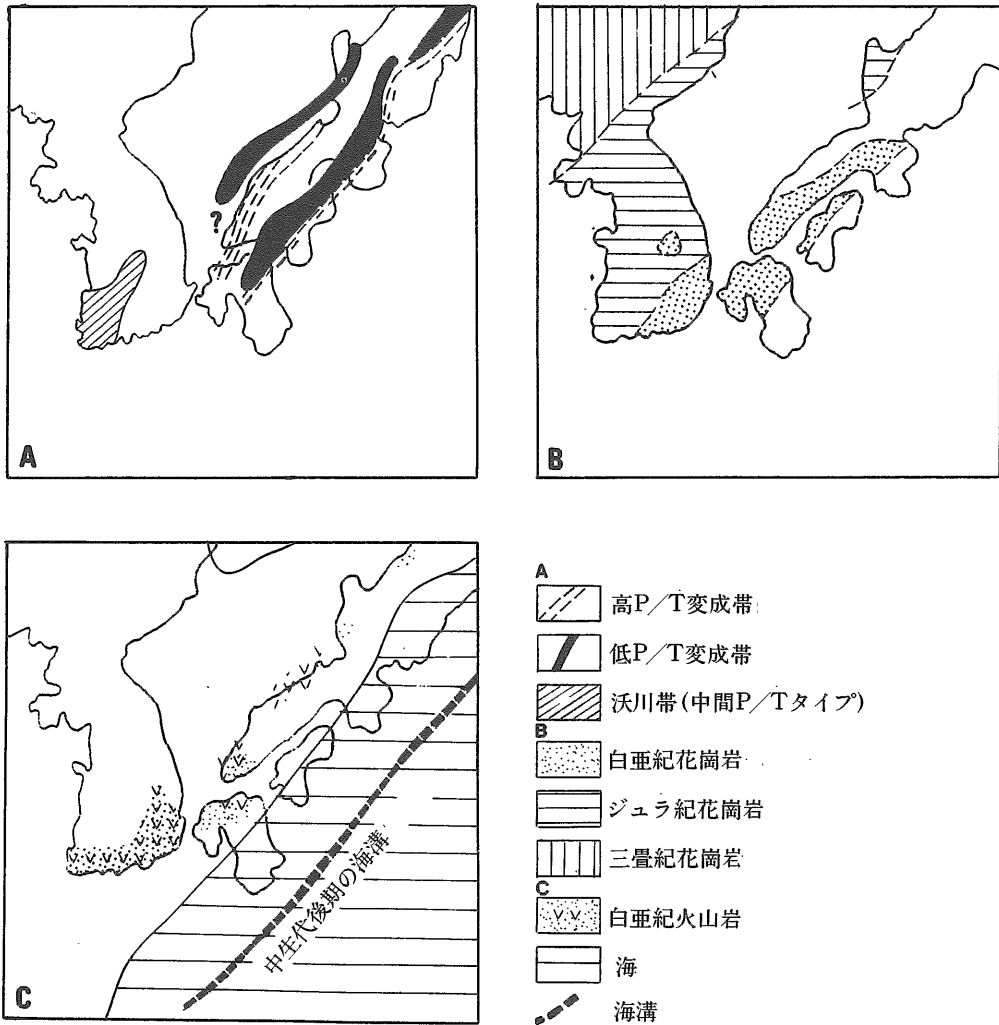


図-6.7

A, 日本中生代の対の変成帯, 古い時代の対は北側に, 新しい時代の対は南側にある。

B, 韓半島及び西南日本の三疊紀, ジュラ紀と白亜紀の花崗岩類の分布。

C, 韓半島と日本との白亜紀古地理。

注) 日本の第三紀より前の位置は SEGAWA and OSHIMA (1975) に従って復元した。