

# 東アジアにおける地質構造と炭化水素および金属鉱物資源 CCOPのIDOE 計画について (II)

佐野 俊一 (海外地質調査協力室)

## 1. はじめに (東南アジアの地質構造的骨組)

東南アジアは ユーラシア大陸プレート 太平洋およびインド洋—オーストラリアプレートにかこまれたいくつかの島弧および小海盆の地域 ならびにユーラシア大陸およびオーストラリア大陸の周縁部の一部からなる。

その構造的特徴は WORKMAN (1975) によれば第1図のようにわけられる。

インドシナ卓状地と呼ばれるラオス・カンボジア・ベトナム中南部およびタイ東部にわたる地域はかつてアジア大陸と分離していた大陸地塊で ジュラ紀以後ほとんど変形をうけず 北ベトナムを北西—南東に走る褶曲帯を介して 第三紀までに中国南部および北ベトナムを構成する大陸と衝突し癒着した。 その南に隣接してスンダ海の大陸棚がのびているが この大部分は マレイ半島 スマトラ東部およびカリマンタン西部とともに 中生代の褶曲運動にともなう隆起によって 中生代後期から第三紀にわたって陸化したと考えられ スンダランドとよばれている。 インドシナ卓状地の西部はタイの中部平原に接し 中生代後期—第三紀の造山運動および火成活動による強い影響を受けたビルマ東部およびタイ—マレイ半島の南北性の複雑な褶曲帯に続いている。 東方には主として海洋性地殻からなる南シナ海が存在し

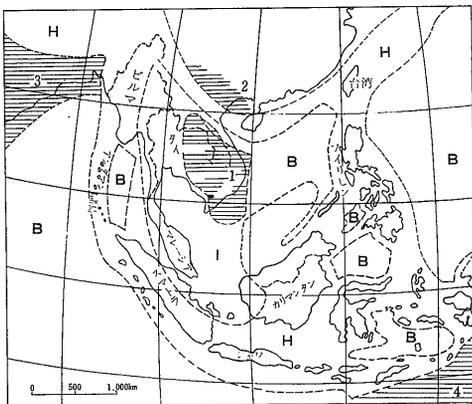
さらにその南に白亜紀—新生代の褶曲帯として形成された台湾—フィリピン島弧群が接している。 この褶曲帯はスンダランドをとりかこんで ハルマヘラ スラウェシ (セレベス) バンダ弧 小スンダ列島 ジャワ スマトラ アンダマン列島へと続き ビルマ西部の新しい褶曲帯に結びつく この褶曲帯の東南部には 海洋性地殻をもつスル海 スラウェシ海およびバンダ海が分布している (WORKMAN 1975)。

1973年バンコクで開催された IDOE ワークショップの報告書 (CCOP-IOC 1974) には 東アジアの地質構造の骨組に関する研究が50頁にわたって紹介され すぐれた総合報告として高く評価されている。 しかし その後に公表された研究を含めてプレートテクトニクスの立場からみた構造発達史がかなり明らかとなったので 本稿では 特に古島弧—海溝系の復原が進んだスンダランドを中心として プレートテクトニクスの研究のいくつかを紹介することとした。 本稿では 紙数と執筆時間との制限により 表題の重要な部分である資源分布に関する考察 ならびに CCOP 加盟発展途上国により提案された研究計画にふれることができなかった。 いずれこの小論の (III) として発表する予定である。

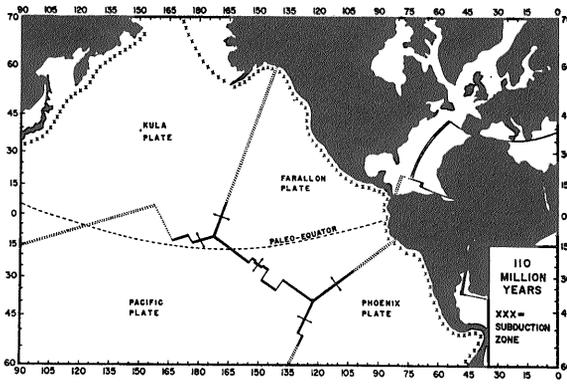
## 2. 西太平洋および東インド洋における海洋プレートの進化

本論に入るまえに 東南アジアをとりかこむ巨大プレートの運動にふれておこう。 プレートの全世界的な復元は 三疊紀末あるいはジュラ紀初期にはじまったパンゲア古大陸の分裂にまでさかのぼる。 DIETZ および HOLDEN (1970) は 現在の大陸の分布にもとづき 古地磁気データなどを考慮して過去の大陸分布を逆算し 二疊紀末 三疊紀 ジュラ紀後期 白亜紀末および新生代の大陸の位置を示す図を作った。 これらの図は一般向の解説書 (たとえば 竹内 1973) にも掲載されているが ユーラシア大陸は大西洋の海底の拡大とともに時計まわりに回転し その東縁部は三疊紀末あるいはジュラ紀以来 30° ないし 40° 南進した。 しかし ユーラシア大陸の東縁部は むしろ 微小な大陸プレートにわかれて複雑な動きをしていたと考えられる。

一方 海洋プレートの運動は 地磁気縞模様の研究が



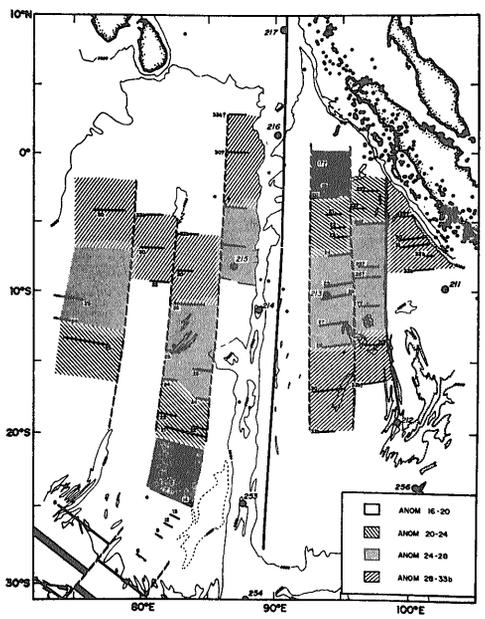
第1図 東南アジアの構造的特徴 (WORKMAN, 1975)



第2図 1億1千万年(110 m. y.) 前の太平洋プレートとそれらの境界 (LARSON および CHASE 1972) の大西洋をかこむ大陸に相対的な位置を示す。点線で示されたプレートの境界は既知の特徴の延長である。1億1千万年前の太平洋プレートおよび北米プレートの古地磁気極をかさね 北米に相対的に大西洋周辺の大陸を復元することによって 相対的な配列が作りあげられた。現在の北米の位置もとづいて画かれているので 古赤道は曲線になっている (LARSON および PITMAN 1972)

進み 深海底掘さくの資料が蓄積された結果 かなり詳細に復元された。LARSON および CHASE (1972) は西太平洋の地磁気縞模様の同定に成功し さらに LARSON と PITMAN III (1972) はその結果から太平洋プレートの運動と古緯度を白亜期前期にさかのぼって推定し かって クラ-太平洋海嶺を境として太平洋プレートの北方に生長した クラプレートが北北西ないし北の方向に東アジアにもぐりこんでいたことを示した。クラ-太平洋海嶺の大陸下へのもぐりこみによるクラプレートの消失ともなって おそらく始新世後期から漸新世前期までには 太平洋プレートが西北西に方向をかえて東アジアの大陸縁辺地におよぼせることとなり 現在におよんでいる (上田および都城 1973)。

一方 中部および東部インド洋については SCLATER および FISHER (1974) が地磁気縞模様の同定に成功し 白亜紀中期よりインド亜大陸が南極から離れて北進するとともに インド洋がほぼ北方にむかって拡大した過程を示した。いくつかの研究の結果から 東経 90度海嶺は海洋底拡大の中心でなく インド洋プレート中のトランスフォーム断層にそった堆積層のたかまりであることが結論されている。その西側 スマトラ南方沖のワートン (Wharton) 海盆では 地磁気縞模様は海洋底が南方へむかって拡大したことを示し 海洋底拡大の中心が新しい海底を生産しながら北進したと考えられる。晩新世末あるいは始新世はじめにオーストラリアと南極とが分離しはじめたが インド洋プレートとオーストラリアプレートとは 上述のように 異なった運動の状態

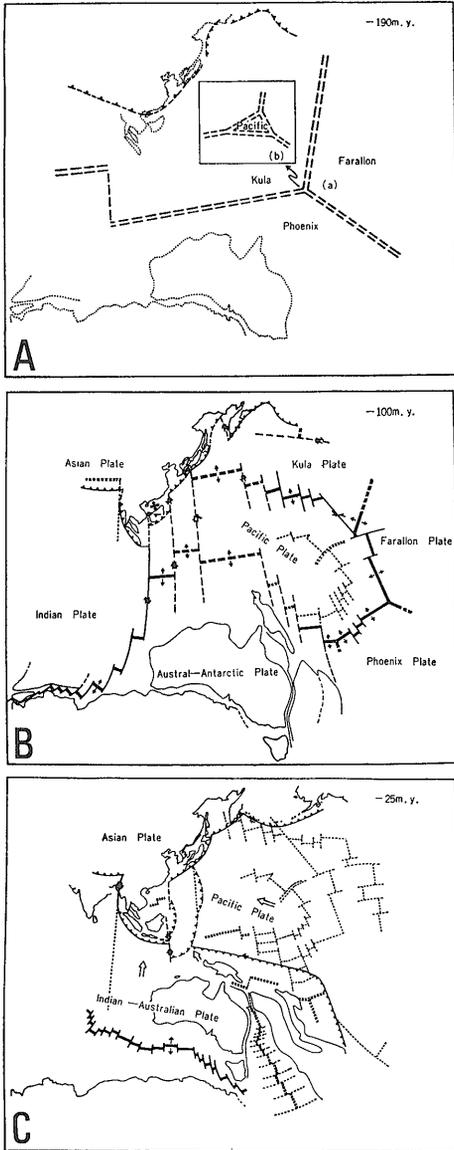


第3図 堆積物の下の海洋地殻の海底掘さくによって確認されるいは仮定された時代を示すインド洋東部の要約された構造図。細い実線は2,000および4,000mの等深線を番号をつけた太い実線は同定された磁気縞模様および太い点線は仮同定を示す。南北方向の太い実線は既知破砕帯 (トランスフォーム断層) を破線は仮定された破砕帯を示す。磁気縞模様 ANOM 16-20 は 始新世後期に ANOM 20-24 は始新世前期に ANOM 24-28 は晩新世に ANOM 28-33B は白亜紀初期にほぼ対応する (SCLATER and FISHER 1974)

にあった。漸新世中期に至って2つのプレートは合体しインド洋-オーストラリアプレートと南極プレートとの間の運動は北東-南西方向に変化したと考えられている。ワールトン海盆のさらに西方のオーストラリアと小スンダ列島との間の海底は 深海底掘さくの結果によると ジュラ紀後期の年代を示している (たとえば HEIRTZLER ら 1973)。

これらの研究を基礎として 上田ら (1976) は中生代中期以降の西太平洋および東インド洋における海洋プレートの進化について統一的なモデルを提案した。このモデルは 現在の太平洋プレートが出現しはじめた三疊紀中期 (-190 m. y.) からはじまって ジュラ紀後期 (-135 m. y.) 白亜紀中期 (-100 m. y.) 晩新世 (-65 m. y.) 漸新世末期 (-25 m. y.) における 主要な海嶺 トランスフォーム断層 (破砕帯) およびサブダクション・ゾーンの位置を与えている (第4図)。

三疊紀中期に太平洋の中央部から ユーラシア ギンドワナ両大陸にはさまれた テチス海にむかって東西にのびていた海嶺は いくつかの南北方向のトランスフォーム断層によって分断されながら北進し 白亜紀中期に



第4図 西太平洋-インド洋海域のプレート 海嶺 トランスフォーム断層および主要なサブダクション・ゾーンの進化 (上田 HILDE および KROENKE 1974). A. -190m. y. かこみのなか (b) は約 -185 m. y. の太平洋プレート. B. -100m. y. C. -25m. y. 短破線はそれ以前の状況を示す. 原論文には -135 m. y. および -65m. y. の状態も示されている.

は 東経90度海嶺 (トランスフォーム断層) より西のテチス海嶺はアジア大陸の下にもぐりこみ インド亜大陸が南極大陸から分離しはじめた.

ついで暁新世から始新世のはじめまでに テチス海嶺の東の海嶺がアジアの大陸の下にもぐりこみ それに呼応してオーストラリアと南極を割る新しい海嶺が誕生しオーストラリアの北進がはじまった. 始新世の中期 (-45 m. y.)には 北西太平洋を北進していたクラ-太

平洋海嶺が完全にアジア大陸の下にもぐりこみ 太平洋プレートが北北西から西北西に運動方向を転じた. このため 南北方向のトランスフォーム断層は弱線となってそこでもぐりこみははじまり フィリピン群島およびその東方の島弧が形成され これらの島弧にとりこまれた太平洋が緑海 (小海盆) の海洋地殻となった (上田他 1976).

このモデルは 細かい点では 以下にのべる地質学的根拠にもとづく復元とかならずしも一致しないが 基本的には東南アジア地域の構造発達史を考察する上で基礎となるものである.

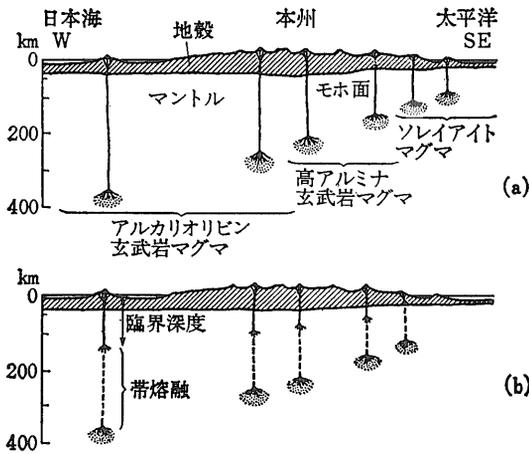
### 3. スンダランドのプレートテクトニクスの復元

この数年間に東南アジア大陸周縁部のプレートテクトニクスの復元の研究が進み その一部は本橋 (I) (本誌第 261 号) でも紹介した. これらの研究はほとんどすべて地質的根拠 (evidence) にもとづいている.

すなわち 現在活動している太平洋型の活動的な大陸周縁部において 海洋プレートのもぐりこみにともなって 海溝の形成 海溝陸斜面におけるメランジュの形成と非火山性外弧の生長 海洋地殻のつきあげによるオフィオライトの出現 もぐりこんだ海洋地殻およびマントルの溶融による火成岩の噴出・進入による火山弧の形成発達と花崗岩深成岩体の上昇 上記の諸活動にともなう高圧変成作用および高温変成作用による変成岩帯の形成 島弧の発達にともなう島弧前面 島弧間あるいは島弧背面の諸堆積盆地の発達などがみられる. このような地質現象のある地質時代での連続性と配列とから 過去のサブダクション・ゾーンを推定することができる. たとえば HAMILTON (1973) は次のように述べている.

古いサブダクション・システムの位置と方向性は陸域の地質から帰納することができる. 多くのサブダクション・ゾーンは メランジュ-オフィオライト 深海性堆積物およびランセン石片岩ならびにその他の高圧変成岩のようなインディケータを含んでいる広大なせん断帯によって記録されている. 陸源性の碎屑堆積物が多量に供給されたところでは メランジュが卓越した成分となっている. 古ペニオフゾーンの上に形成されたマグマ弧は 現在では 島弧で形成された安山岩および玄武岩類 大陸プレートで形成された石英安山岩 流紋岩および花崗岩類によって代表されている.

火成岩とオフィオライトの分布によって マレー半島からスマトラ 南シナ海の地域を含め 西部カリマンタンに至るスンダランドのプレートテクトニクスの復元を行なった HUTCHISON (1973) は 次のように述べている.



第5図 (a)単純に震源面でマグマが発生すると考えた場合(久野1966による)のマグマ発生モデル。  
 (b)実験データにあわせるために、マグマの発生とその組成の定着との2段階を考えた場合のモデル(上田および杉村 1970)

造山帯において火成岩の分布はランダムではない。それはふつう地域的な地質構造方向に平行なベルトとなって出現する。環太平洋の若い造山帯においては、島弧系に関係する火山岩および深成岩の火成岩帯は海溝に対して一定の幾何学的関係をもって出現し、大陸地殻への海洋物質のもぐりこみのパターンを反映している。久野(1966)はこのような火成岩の化学組成が海溝に対するその位置によって組織的に変化することを示した(第5図)。

顕生代を通じて現代から時代を遡るほど、火成弧とそれをかこむ堆積岩との関係を解明し、現在の島弧—海溝系の分布にもとづくプレートテクトニクスの図式に関係づけることは困難となる。この研究はマレイ半島と南シナ海周辺のその隣接地域の過去の歴史に関するこのような関係を復元する試みであり、DICKINSON (1971)のプレートテクトニクス・モデルに従った。この復元は南シナ海の高底の地質に関する公表された情報の不足により、はなはだしく不利な条件をつけられた。石油企業は不幸なことに、その試錐プログラムによるデータを提供しようとして、全地域にわたっての統合がさまたげられた。

顕生代を通じてこの地域の構造要素の推論は、したがって火成弧とくに陸塊上に露出しているそれらの既知の位置にいちじるしく依存している。海溝の位置はよく決められないし、若い堆積層で覆われて露出していないことが多い。海溝の実際の位置を示すオフィオライト複合体がない場合は、海溝の位置は火成弧の方向性、すなわち、化学組成の海溝からの距離による変化から、間接にきめられている。

スダランドの構造発達史の研究は HUTCHISON (1973)、HAMILTON (1973) および KATILI (1973、1974) などによって行なわれ、上記のように主として火成弧の同定にもとづいている。PUPILLI (1973) は南シナ海で掘きくされた石油坑井の資料を加え、堆積環境や変成作用も考慮して同様な研究を行なった。ここでは主として HUTCHISON の論文を引用するが、火成岩の

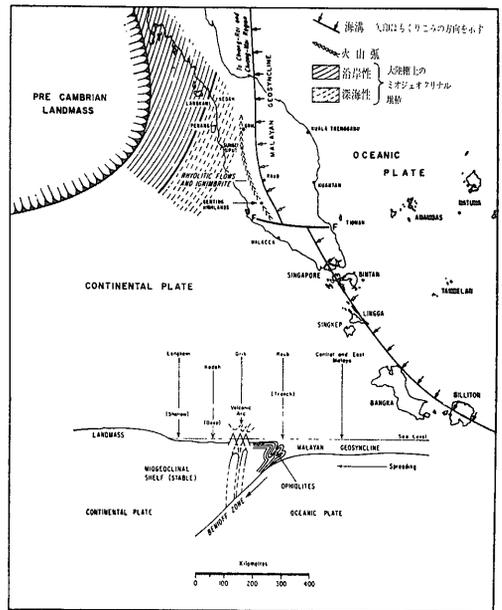
化学組成に関する研究は全く省略する。

古生代 前期 (第6図)

マレイ半島の中部をほぼ南北に走るオルドビス紀—シルル紀からデボン期初期に至る流紋岩—溶結凝灰岩の配列を古火成弧とし、その東に分布するオフィオライトをとまなう下部古生層の片岩帯を古海溝とみなして西方へもぐりこむ古サブダクション・ゾーンが推定された。この古海溝は北方へタイ北部のチェンマイ (Changmai) 付近のオフィオライト帯にのび、南方へは、ジョホール (Johore)、シンガポールおよびピリトン (Biliton) 島に分布するオフィオライト帯に延長できる (HUTCHISON 1973)。カンボジア国境に近い南東タイ下部古生層の露出地域は優地向斜で、古海溝を示すとみなされる (PUPILLI 1973)。マレイ半島北西部およびタイ南部は古島弧系の背面の浅い海に堆積したミオ向斜と考えられ、この砂岩・粘土岩層の斜交層理は西方に接して古大陸があったことを示している (HUTCHISON 1973)。

シルル紀後期—石炭期初期

上記の古大陸は、古生代後期にも、タイからマレイ半島北部の西方に存在したことが推定される。タイ南部のプケ (Puket) の千枚岩層の時代および岩相がインドのタルキール (Talchir) 稜層と類似すること、タイのプケ千枚岩からの風化されたダイヤモンドの産出に関係



第6図 マレイ半島地域の古生代末期の古構造図。東方から海洋プレートが西方の大陸プレートにもぐりこんでいる。図式的な断面図は想像されたベニオフゾーンにそうもぐりこみに関係するいろいろな構造的特徴の関係を示す (HUTCHISON 1973)

する超塩基性岩が付近に存在せず インドのアンドラプラデシュ州のゴルコンダ (Golconda) ダイヤモンド地域の原岩と共通であると仮定することができるとしてこの古大陸はインド亜大陸であったと推定し 東南アジアは Gondwana 大陸の一部であったとの説が提出されている (RIDD 1973 および PUPILLI 1973). デボン紀初期から石炭紀初期まで マレイ半島では 一般に火成活動がみられなかったが マレーシア北西部およびキンタヴァレイ (Kinta Valley) で安定した堆積が続き 下部古生層と同様にミオ地向斜が継続した. すなわち古生代を通じて 海溝は西方の大陸および火山弧から堆積物の供給を受けて継続的に東方に移動し 地向斜は大陸プレート上へのつきあげによって継続的に東方にむかって生長し サブダクション・ゾーンを順次東の方へおしやって大陸からひきはなした (HUTCHISON 1973). この過程は火山弧の背面の大陸プレート中に張力を発生させ 結果的に西方の大陸プレートを切裂いて 縁海を形成した. すなわち この事情は日本海やフィリピン海について KARIG (1921) が島弧背面地域の張力が海洋底拡大の原因となることを示した場合と類似している. この仮定されたプロセスによって マレイ半島は 古大陸プレートから分離され東方に移動した. この時期は不明であるが 古生代中期と仮定することができる (HUTCHISON 1973).

石炭紀後期—二疊紀初期 (第7図)

古生代初期に発生した海溝は東方に移動して 石炭紀後期には ナツナ (Natuna) 島およびカリマンタン (Kalimantan) 西部の位置まで移動した. これらの地域のオフィオライトがこの時代に出現したと仮定することができる. いずれにしても マレイ半島には石炭紀後期に海溝が存在した証拠はない. タイ北部のチェン

マイの東方からラオスにかけて分布するオフィオライトはこの時代に出現したものであって 古海溝の北方への延長であると考えられる. この古海溝に対応する石炭紀—二疊紀の火成弧はマレイ半島東部の花崗岩深成岩体安山岩一流紋岩溶岩流および火砕岩類で このベルトは西カリマンタンの同じ時代の地層にはさまれている中性—塩基性の溶岩に続くと考えられる. 一方 これらの露出のパターンは その後の時代にマレイ半島南部に生じた走向すべり断層群によって変化していることも考えにいれる必要がある (HUTCHISON 1973).

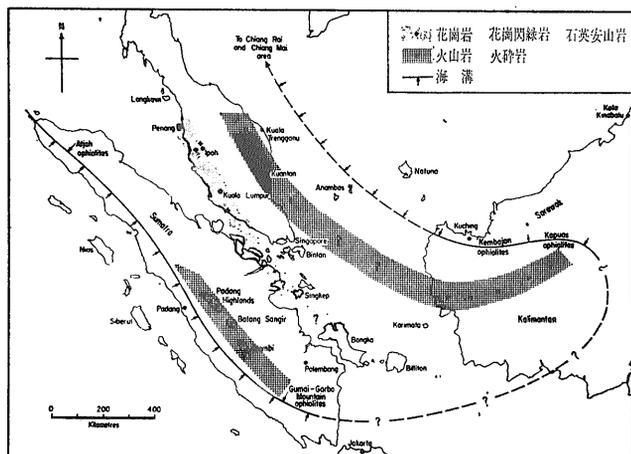
この時代の石英安山岩から安山岩に至る火山岩および火砕岩類は スマトラ南西沿岸にも分布する. Van BEMMELLEN (1949) はこの岩体がマレイ半島から衝上運動によって移動したとの考えを示したが これを否定して この火山弧ははじめからスマトラに存在していたことを示す根拠がある (KLOMPÉ et al. 1961). そうであるとすれば この火山弧に対応する古海溝はスマトラ北部および南部のインド洋沿岸にみられるオフィオライトを結ぶ線に位置していたと推定される. このサブダクション・ゾーンは後期石炭紀に活動を開始したと考えられる.

このようにして この地域は第三紀初期まで継続的に海溝をもつようになり スンダランドが大陸地塊として誕生した. マレイ半島の西海岸にも石炭紀後期の火成岩のベルトが存在するが この花崗岩は東海岸の花崗岩よりもアルカリ性で 久野 (1966) の分類に従えば “末端部の (distal)” もので 両側のサブダクション・ゾーンまたはそのいずれかに関係している (HUTCHISON 1973).

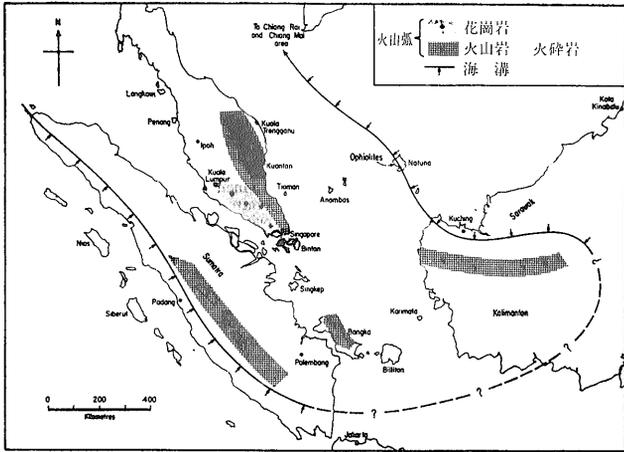
二疊紀—三疊紀初期 (第8図)

火山岩および深成岩の分布は 石炭紀後期からこの時期にかけて 火成弧の位置にほとんど変化がなかったことを示している. 東方の古海溝はこの時代にオフィオライトが出現したと想定される ナツナ島を通るように引かれている. スマトラおよび中西部カリマンタンにおびただしい安山岩質一流紋岩質火山岩および火砕岩が見られ カリマンタンで火成弧はやや北方に移動した.

同じく げばしい安山岩質一流紋岩質火山岩および火砕岩の活動がマレイ半島のメインレンジ (Main Range) の東の地域を特徴づけている. 二疊紀および三疊の花崗岩がマレイ半島の東海岸とメインレンジにみられ 三疊紀の花崗岩がジョホール—シンガポール地域を特徴



第7図 スンダランド地域の石炭紀後期—二疊紀初期の古構造図 (HUTCHISON 1973)



第8図 スンダランド地域の二疊期—三疊期初期の古構造図 (HUTCHISON 1973)

ずけている (HUTCHISON 1973)。

スマトラ南部の 海溝堆積物を示すと考えられるグマイ (Gumai) 山地および深海性の堆積環境を示す三疊紀のチャート—粘土質岩は南西側の古海溝をあらわしている (PUPILLI 1973)。

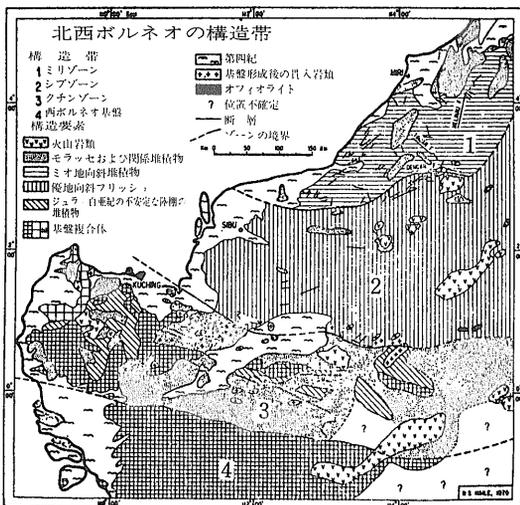
互に反対方向からもぐりこむ2つのサブダクションの相互作用はマレイ半島の上昇をもたらしたと考えられ その結果 三疊紀の堆積層は大部分浅い海の環境で形成された。東西の島弧—海溝系の1つのゾーンへの合併によって マレイ半島の火成弧は幅広く広がっていた。

マラヤ地相斜を中心とするこの島弧の高熱流量は深部で変成作用を与え その結果再結晶がおこり その後に地表にまで上昇したいくつの変成帯の形成にあずかっ

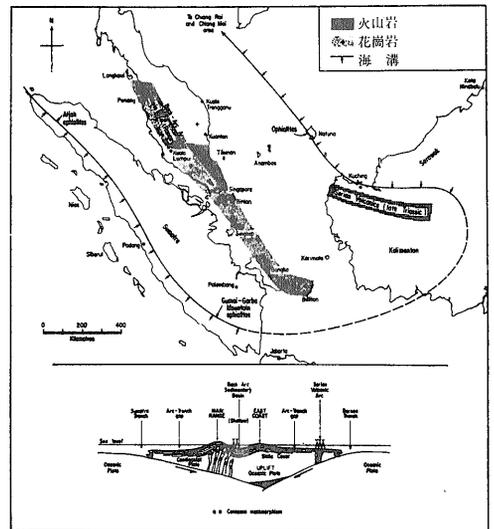
た (HUTCHISON 1973)。

三疊紀後期—ジュラ紀初期 (第10図)

HAILE (1973) はサラワク (Salawak) 西部—カリマンタン北西部地域の地質構造の分帯を論じたが この結果から古海溝の位置が 優地向斜とみなされる北方のシブ (Sibu) ゾーンと基盤岩複合体およびモラッセ堆積物からなる南方のクチン (Kuching) ゾーンとの境界であるルプル線 (Lupur Line) に定められる (第10図)。対応する火山弧は三疊紀後期の安山岩からなる。スマトラ側の古海溝は インド洋沿岸近くに分布するオフィオライト複合体を結ぶ線上に推定される。マレイ半島では 三疊紀の地層中の流紋岩—石英安山岩類は花崗岩類と同時代で同族であると考えられる。2つの反対側からのもぐりこみによって 引続いてマレイ半島の東海岸のメインレンジにそって隆起がおこり 半島東部の等斜褶曲を示す半島東部の変堆積岩と一般に平坦な流紋岩との間に重要な不整合がみられる。この地域の酸性火山岩はすべて溶結凝灰岩的な噴出の性格を示すので マレイ半島の東部がこの時代に陸化したことはほとんど疑いが無い。なお この不整合の時代は確実でないが 上部の火山岩類は三疊紀と推定される。メインレンジに分布する花崗岩体はスマトラのサブダクション・ゾーンに帰せられるが 東海岸の花崗岩類と全く異なつた岩石学的性質をもっているためである。これら2つの山地での鉱床の生成も非常に異なっている。メインレンジの花崗岩帯は 三疊紀後期に相当する年代を示すスマ



第9図 北ボルネオの構造帯区分 (HAILE 1973)



第10図 スンダランド地域の三疊紀後期—ジュラ紀初期の古構造図。図式的な断面は互に反対方向からのもぐりこみに関係する2つの火成弧を示す (HUTCHISON 1973)

トラの東海岸や南方のシンケプ (Singkep) 島 バンカ (Bangka) 島および ビリトン島の花崗岩に延長することができる (HUTCHISON 1973).

この時期のマレイ半島の造陸上昇運動は この時期までに2つの相対する島弧—海溝系の上に大陸プレートができあがっていたという仮説によって説明できるであろう。2つのサブダクション・ゾーンはマレイ半島の下で互に干渉し 単純なめぐりこみを不安定にし 半島内のあるゾーンを上昇させた。このベニオフゾーンの重なり (imbrication) もまたマレイ半島を特徴づける広い火山岩—深成岩弧の発生に寄与したのであろう。マレイ半島の中央部のみが三疊紀からジュラ紀にかけて主要な堆積の行なわれた地域であった。しかし この時期のうちにこの地帯は隆起し 海底堆積地域から大陸モラッセ型のレッドベッド (赤色層) の地域に変化した。中央堆積帯の深部はマレーシア地相とよぶことができ 火山弧が高い熱流量をともなってこの堆積盆地の中心に形成されたとき 角閃岩相に変成され 後にベニオフゾーンの重なりの影響によって 深部堆積層は上昇をはじめた。長い間の応力によって流動体的に上昇する古い地層は上部の緑色片岩相の地域に片麻岩ドームの形で流れこむことが想像される (HUTCHISON 1973).

タイでは 砂岩の堆積構造が西方からの物質の供給を示す浅い海のデルタ堆積層の東方に 三疊紀のフレッシュ帯が存在する。マレイ半島の三疊紀の堆積は砂岩—頁岩質堆積層 凝灰質物質および付随的に石灰岩からなるリピス (Lipis) 層群によって代表され 大陸性の下部ジュラ紀のテムベリン (Tembeling) 層によって不整合に覆われている (PUPPILI 1973). PUPPILI は RIDD (1973) に従って スンダランドとその西方の古大陸と

の分離を三疊紀—ジュラ紀にしているが タイおよびスマトラの三疊紀—ジュラ紀の堆積環境や ジュラ紀にタイ—マレイ半島で左ずれ断層が活動していたことに根拠をおいている。

PUPPILI (1973) はまた南シナ海のナツナ島およびアナンバス (Anambas) 島周辺の石油抗井の資料を調査し カリマンタン北西部の中生代初期から中期に至る火成弧につながると思われる高温変成をうけた火成岩 ならびにその前面の島弧間盆地の堆積物と考えられる変成された凝灰質岩石を含む頁岩層の存在を指適している。

### ジュラ紀中期—白亜紀中期

この時期の特徴は一般的な隆起運動で マレイ半島は海底堆積の場から 大陸性モラッセ型および河成堆積が中央堆積ベルトおよびその東方の地域に限られるようになっていった陸塊へと徐々に変化した。

火成活動は相対的に静穏であった。このことはスンダランドの周辺で海洋プレートのもぐりこみがほとんど静止していたことを示し その原因はともあれ プレート運動のパルスの性格あるいは断続性によって理解されるであろう。したがって このことは相対するサブダクション・ゾーンの活動の終焉を意味せず それは第三紀初頭まで続くのである (HUTCHISON 1973).

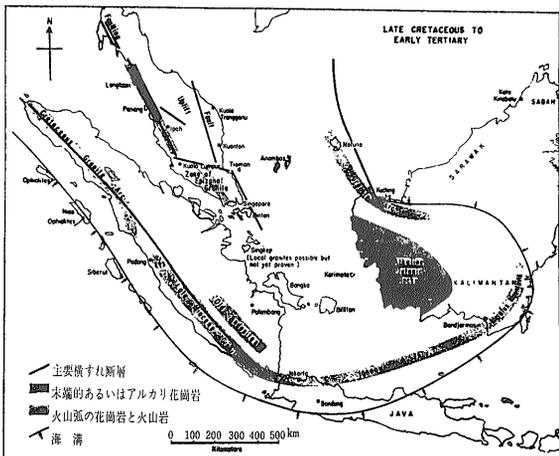
### 白亜紀後期—第三紀初期 (第11図)

この時期には スンダランドの両側での海洋プレートのもぐりこみはより明瞭である。スマトラの西を通る海溝はスマトラ沖の非火山性外弧に一致し ジャワ海中部を経てカリマンタン南東端に至っている。火成弧を構成する岩石は スマトラでは 時代の古い順から スマトラ北部の白亜紀の花崗岩 スマトラ南部の“Old”安山岩およびスマトラ南部の中新世後期の花崗岩である。

この火成弧は石油坑井中に見出されたジャワ西部北方沖の絶対年代1億年の花崗岩 (KATILI 1972) から南東カリマンタンのメラタス (Meratus) 山脈へと続いている。この方向性は KATILI (1971) の提唱によるが KLOMPÉ はすでに1961年に同じ線を通る褶曲帯を指適していた (HUTCHISON 1973).

なお 古海溝にそって露出するオフィオライトのうちスマトラ沖のメンタワイ (Mentawai) 諸島にみられるものは 最近の研究 (HUTCHISON 1975) によれば 単なる超苦鉄質岩の侵入とされている。ジャワでは その西部から中西部にかけて白亜紀から始新世の出現と考えられるオフィオライトおよびメランジュの存在が指適されている。

サラワク地域では HAILE (1973) の提唱したルプル



第11図 スンダランド地域の白亜紀後期—第三紀初期の古構造図 (HUTCHISON 1973)

線が三疊紀後期—ジュラ紀初期の古海溝とみなされたがこの時期でも古海溝はこの線にとどまっていたと考えられている。HAILEはこの地域のプレートテクトニクスの解釈について次のように述べている。

プレートテクトニクス理論はかつてのプレート境界 とくに収斂する大陸および海洋プレートの境界として正地向斜帯を説明することを要求している。この説の信奉者は放散虫岩—オフィオライト—超塩基性岩（古い用語では正地向斜の優地向斜凹地に特徴的な岩石）をともなうフリッシュ堆積物のベルトを古いサブダクション・ゾーンの非常に強い根拠と認めている。

著者は Aubouin のモデルによって北西ボルネオ地向斜のより詳細な分析を行なったが（HAILE 1969）この概念ではシブゾーンは古い優地向斜凹地とみなされる。

したがって 古いサブダクション・ゾーンとみなさるべきであろう。もしそうなら これは現在の南シナ海の位置の海洋地殻がクチンゾーンおよびボルネオ西部の基盤の大陸地殻へ収斂する運動に関係している。これらのゾーンは 相対的に北に移動し同時に反時計方向に回転した微小大陸として中生代後期または新生代前期に作られた。シブゾーンは したがってほぼ南方へ傾いたサブダクション・ゾーンのおおよその位置を示している。クチンゾーンの西北端のチャートおよび火山岩ならびにナツナゾーンは異なった方向のいくぶん古い（ジュラ紀？）のサブダクション・ゾーンをあらわすであろう。

もし放散虫岩—オフィオライト—碎屑岩の集合体が古いサブダクション・ゾーンをあらわすならば 著者は環太平洋の海溝—島弧系より小さな規模での現象を扱っていることになる。しかし 東南アジアのような複雑な地域では 小さな二次的なプレートが存在し 相対的に移動していたと考えることは合理的であろう。ボルネオおよび北部スダシエルフのプレート運動の可能な歴史の詳細な分析は興味があり また年代学的地震学のおよび古地磁気的データにもとづいて まもなく可能となるだろう。

北西ボルネオ地向斜は白亜紀—第三紀のサブダクション・ゾーンかという間に対する答は しかし 単純なあるいは典型的なものではないであろう。いずれにしても ボルネオ西部とそれに隣接するスダシエルフは 優地向斜の褶曲山脈が古いサブダクション・ゾーンをあらわすという仮説をテストするために適した地域であると思われる。

この古海溝に対応する火成弧はサラワク西部およびカリマンタン西部に存在し 南シナ海のアナンバス島およびナツナ島へ続いている。サラワクからメラタス山脈への連続性は明瞭ではないが カリマンタン東部の主要河川がそのコースとみなされる。この時期にも マレイ半島は引続き隆起し 大陸地塊となった。この半島は2つの島弧—海溝系の島弧背面の地域をしめ 相対するベニオフゾーンの連続的な相互作用によって完全に上昇した。島弧—海溝系はそれぞれ互に離れるように移動し マレイ半島は張力の場となり その結果多くの重要な深部断層を生じた。このなかで メインレンジの西側を通る断層にそつて白亜紀後期—第三紀初期の花

崗岩の活動がおこつた（HUTCHISON 1973）。

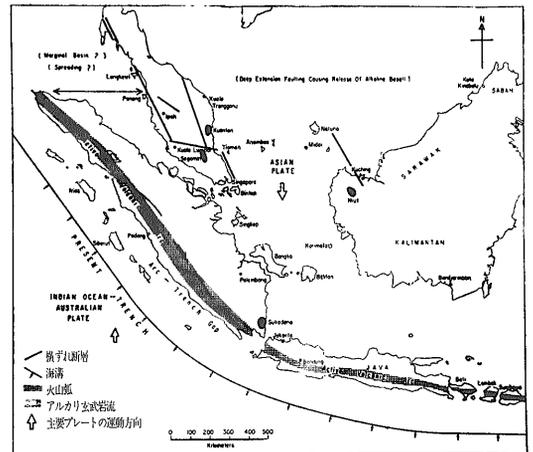
マレイ半島南部の浅部変成帯の花崗岩をもぐりこみにもなう火成弧に結びつけることは困難である。この花崗岩は海溝からはるかに遠く 半島は既に大陸地塊と化している。ベニオフゾーンの傾斜が非常にゆるやかであるとすれば“末端部の”花崗岩と考えることができるが この花崗岩は特にアルカリ性ではないので ベニオフゾーンの重なりによりもたらされる“末端部の”花崗岩はかならずしもアルカリ性でないとしなければならない。カリマンタン西部のアルカリ性深成岩類はその時代が大部分白亜紀後期で 主要な火山弧の背面にはなれて存在する（HUTCHISON 1973）。

PUPPILLI (1973) によれば 南シナ海のナツナ島およびアナンバス島周辺の石油鉱区では掘さくされた石油坑井は サラワクおよびカリマンタンから北西にのびる海溝—島弧間盆地および火成弧に対応して それぞれ 千枚岩および変成をうけた堆積岩 浅海性の砂岩 頁岩および石灰岩で特徴づけられる上部—中部中生層ならびに白亜紀の火成岩を掘抜いている。

後期新生代（第12図）

現在のスマトラ沖の海溝はスマトラ南方沖から東へジャワ沖を通つて東西にのびている。新生代後期のマレイ半島での火成活動はその南部に局所的にみられる高アルカリ性玄武岩の溶岩流で 同様な活動がスマトラ南部やカリマンタン西部にもみられる。この玄武岩流は周辺の巨大プレートの相対的な運動によつて生じた深部断層に関係づけられる。これと対照的に スマトラおよびジャワの活火山の岩石はソレイイト型が高アルミナ型であるが ジャワの北部の海溝からはなれたところではアルカリ型がみられる（HUTCHISON 1973）。

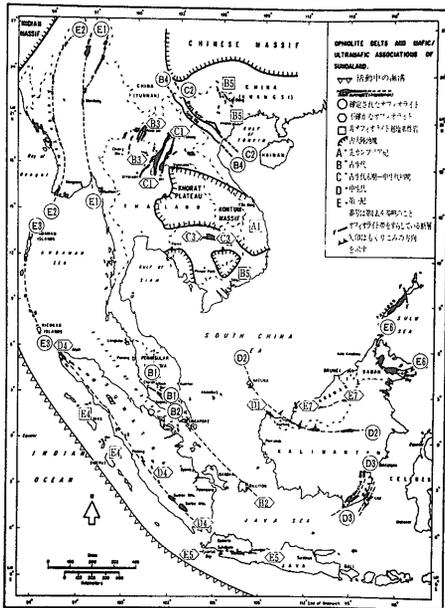
HUTCHISON の復元はこれで終っている。たしかにス



第12図 スダシエルフ地域の新生代後期および現在の構造図 (HUTCHISON 1973)

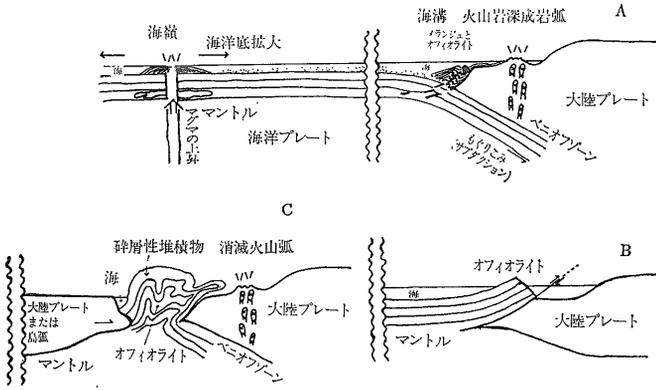
第1表 スンダランド地域の苦鉄質・超苦鉄質岩複合体 (HUTCHISON, 1975)

番号	名 称	位 置	時 代	検 討 結 果
確実にオフィオライトと認められるもの				
B 1	Bentong-Raub	マレイ半島中央部 B 2へ延長する可能性あり	オールドス紀 石炭紀初期の可能性あり	変成された 分割されたオフィオライト
B 4	Song Ma	北ベトナム北部 ラオス	二疊紀—三疊紀初期	複雑な褶曲帯中の分割された 部分的に変成されたオフィオライト
C 2	Black River	ベトナム北部 (トンキン)	三疊紀末期	北ベトナム スーチャーゾーンの分割されたオフィオライト
D 2	Lupar	サラワクおよび北西カリマンタン ナツナ島に続く可能性あり	白亜紀後期	不完全なオフィオライト 南西方の火成弧に平行
D 3	Meratus-Bobaris	南東カリマンタン	ジュラ紀—白亜紀	完全なオフィオライト 部分的に変成 ダイヤモンド・プレッチャ・パイプの貫入あり
E 1	Mandalay	ビルマ東部	白亜紀後期	スーチャーゾーンの不完全なオフィオライト
E 2	Naga Hills	ビルマ西部	白亜紀後期—第三紀初期	不完全な分割されたオフィオライト
E 3	Andaman-Nicobar	アンドマン ニコバル諸島	白亜紀後期—始新世初期	不完全な分割されたオフィオライト
E 6	Darvel Bay-Lobuk-Palawan	サバ スル海周辺のフィリピン諸島	中新世	ハルツブルグ岩からスピライトに至る系列を含む完全なオフィオライト 高地熱勾配による変成
一応オフィオライトと分類されるもの (さらに多くの資料が必要)				
B 2	Segamat-Johore, Singapore-Billiton	マレイ半島 シンガポール インドネシア	先三疊紀	B 1との連続性のみによってオフィオライトとみなした
B 3	Lampang-Houei-Sai	タイ ラオス	石炭期後期—二疊紀	非常にオフィオライトらしい 超苦鉄質岩に欠ける
C 1	Uttaradit-Luang Prabang	タイ ラオス	石炭紀—二疊紀—三疊紀初期	非常にオフィオライトらしい 超苦鉄質岩に欠ける
C 3	Siem Reap-Stung Treng	カンボジャ北部	石炭紀—二疊紀—三疊紀初期	十分ベルト状に分布しない
D 1	Serabang	サラワク西部	白亜紀初期	十分ベルト状に分布しない 露頭はオフィオライト的であるが連続性に乏しい
D 4	Gumai, Garba Mountins, Atjeh	スマトラ北部および北部	白亜紀初期	玄武岩以外の記載なし
E 5	Tjiletuh Bay-Loh Ulo	ジャワ	先始新世	孤立した小さな先第三紀の岩体のみ
E 7	Bukit Mersing	サラワク中部	暁新世	不完全なオフィオライト
以前はオフィオライトとされていたが確実にオフィオライトでないもの				
A 1	Kontum massif	ベトナム南部	先カンブリア紀後期	片岩中にはさまれている小岩体
B 5	Cao Beng	ベトナム北部 中国	シルル紀—三疊紀初期	堆積岩部分が遠洋性でない
E 4	Nias	ニース シンプラ バンカラ島 (スマトラ東方沖)	暁新世または第三紀初期	砂質岩中の小さな塩基性の蛇紋岩化した岩脈



第13図 スンダランド地域のオフィオライトとその他の塩基性—超塩基性岩帯の概要。番号は第1表参照 (HUTCHISON 1973)

ンダランドの復元としてはこれでもかまわないであろうが 現在のボルネオはまだ完成されていない。HAILE (1973) によれば サラワクおよびカリマンタン北部をしめるシブゾーンの北に接して あまりはげしくは褶曲していない上部第三系堆積層からなるミリ (Miri) ゾーンがあり ミオ地相斜とみなされる。この地帯は南シナ海の海洋地殻がほぼ南方にもぐりこんでいた第三紀のサブダクション・ゾーンで パラワン島の西半部をしめるメランジュ—オフィオライト帯に続くと考えられる。このベルトはほぼ東西方向に走り これより古い時代のむしろ南北方向にのびるサブダクション・ゾーンであるクチング—ナツナゾーンと異なつた方向を示している。最近この地域の古地磁気学的研究を精力的に進めている HAILE (1975) は いくつかの測定結果の予備的などりまとめとして マレイ半島が 古生代後期以後 15° 南に移動し 31° 時計まわりに回転し マレイ半島とカリマンタン西部は相互に固定されたまま 白亜紀以後約 40° 反時計まわりに回転したことを報告した。サブダクション・ゾーンの方向の変化は このようなボルネオの反



第14図 海嶺での海洋リソスフェアの形成およびサブダクション・ゾーンでのオフィオライト帯の形成の機構を示すためのオフィオライト系列を一般化した図 (HUTCHISON 1973)

時計まわりの回転に対応していることが考えられる。ボルネオ北部の新生代における復元はフィリピンの章で再びふれることになるであろう。

#### 4. スンダランドおよびその周辺のオフィオライト

HUTCHISON (1975) はビルマおよび北ベトナムからジャワおよびボルネオに至る地域のオフィオライトについて 総括的な報告を発表したので ここで紹介しておきたい。ここでオフィオライトと称する岩石集合体は一連の超苦鉄質岩類 苦鉄質岩類および遠洋性堆積物からなり 陸上にベルトとして産出し かつての海洋性地殻を示すと考えられるものであり オフィオライトの時代とは現在の位置に出現 (emplacement) した時代である。HUTCHISON による総括の結果は第13図および第1表に示されている。

HUTCHISON は この論文で オフィオライトの出現の形式を第14図のように要約した。すなわち サブダクション・ゾーンの海溝の陸側斜面への海洋地殻のかきあげ (A) 収斂するプレートの周辺での海洋地殻の下への軽い大陸地殻のもぐりこみ (B) および大陸間あるいは大陸と島弧との衝突による海洋地殻の上昇である。

なお 最近 DEWEY (1975) はオフィオライトの出現の過程を詳細に分類し検討している。

第13図で明らかにオフィオライトとみなされるベルトの大部分はスンダランドの形成にともなうA型と考えられるが 北ボルネオの中新世のオフィオライトはB型でベトナム北部を北西—南東に走る二疊紀—三疊紀初期および三疊期後期の2つのベルト ならびにビルマを南北に走る白亜紀後期および白亜紀後期—第三紀初期の2つのベルトはC型であると考えられる (HUTCHISON 1975)。

一応オフィオライトと分類されるベルトあるいは岩体のうちでは カンボジア北部に出現している石炭紀—二

疊紀—三疊紀初期の岩体は 真にそうであるとするれば インドシナ半島を形成する大陸地塊が衝突し癒着した際に形成されたものと思われる。タイ北部からラオスに分布する石炭紀後期—二疊紀および石炭紀—二疊紀—三疊紀初期のオフィオライトはスンダランドの形成に貢献したサブダクション・ゾーンに出現したものか スンダランドと古い大陸地塊との衝突の際に出現したものであろう (HUTCHISON 1975)。

#### 5. 東インドネシアのプレートテクトニクスの復元

ジャワおよびスラウェシおよびその東方のインドネシアの島弧帯は 新生代のインド洋—オーストラリアプレートおよび太平洋プレートのサブダクションにより形成された。ここでは KATILI (1974) の復元を紹介しよう。なお 彼の復元を要約した図は本稿の (I) に第4図としてけいさいされている (本誌第261号 p. 54)。

互に反対方向にもぐりこむ一対のサブダクション・ゾーンの活動によって 中生代末期—第三紀初期までにスンダランドが形成された後 インドネシアにおける島弧系の発達には第三紀前期にピークに達し インド洋のもぐりこみによって スマトラの北端からジャワを通り 小スンダ列島 チモール (Timor) 島 タニンバル (Tanimbar) 島 カイ (Kai) 島 セラム (Seram) 島 ブル (Buru) 島およびブートン (Buton) 島に至る長い島弧系が出現した。

この時代にパンダ弧は東西方向にのび ニアス (Nias) —メンタワイ (Mentawai) —ジャワ南方の海底隆起帯とともに 数千 km におよび第三紀のサブダクション・ゾーンを形成していた (KATILI 1974)。

このサブダクションとともにはげしい火山活動が起こり 花崗岩類は スマトラ西海岸 ジャワ フロレス (Flores) 島 アロル (Alor) 島およびアンボン (Ambon) 島に露出し 第三紀の火山岩—深成岩弧に属している。鮮新世には サブダクション・ゾーンは現在のジャワ海溝の位置に後退した。現在でも スマトラ ジャワ 小スンダ列島およびパンダ海において はげしい火山活動がつついている。インドネシア西部の先第三紀基盤岩中を通して噴出した新生代後期高アルミナ玄武岩は火山ホットスポットの位置を示すと考えられ この大陸地殻の部分が少なくとも数千万年の間 マントルに対して静止していたことを意味していると考えられる (KATILI 1975)。

一方 第三紀初期にカリマンタンの東方で 太平洋プレートのもぐりこみによって 最初にスラウエシーフィリピン島弧が(第15図) 次にハルマヘラ (Halmahera) 島弧が出現した。 このもぐりこみの新しいパターンは始新世から漸新世にかけて太平洋プレートの拡大方向が西北西に変化するとともに 停止し 同時に 東西方向のニューギニア北部の島弧が発達した。 中部ニューギニアをその最北端として北進していたオーストラリア大陸はバンダ弧を西方へまげはじめ 北部ニューギニア島弧と衝突した。 衝突の後 サブダクション・ゾーンは北方に転位した。 このゾーンの一部分は現在ニューギニア北部のサイクロプ (Cyclop) 山脈として露出しているが 対応する火山岩—深成岩弧は 新世代のカルクーアルカリ火山岩が分布するニューギニアの内部に見出すことができるであろう (KATILI 1974)。

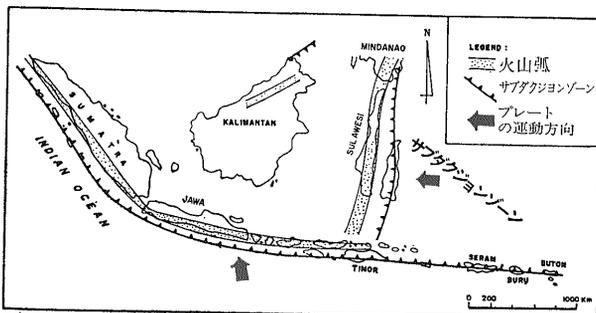
インドネシアの地質史のなかで最もドラマティックな事件は 鮮新世に北進を続けるオーストラリア大陸がニューギニアの反時計方向の回転と結合し ニューギニアの北西端を東西に走るソロン (Sorong) 断層にそう西方への衝上運動をともなつて 東インドネシアの正常な帯状構造の発達をさまたげたことである。 東西方向のスラウエシおよびハルマヘラ島弧はアジア大陸の方へおしもどされた。 それぞれニューギニアおよびバンダ島弧に属していたバンガイ (Banggai) 諸島およびブートン (Buton) 島はスラウエシ (Sulaweis) にむかって押し込まれた。 互に反対方向にもぐりこむ小さなサブダクション・ゾーンが 衝突の結果として ハルマヘラの西およびスラウエシの北西に発達した。 この衝突のその他の影響として 最近のもぐりこみにともなう東インドネシアの新生代末期—現世の火山活動は特異な行動を示す。 アロル島 ウェタル (Wetar) 島およびロマン (Romang) 諸島においては インド洋—オーストラリアプレートが北に連続的に動いて オーストラリア大陸のチモール海溝へのもぐりこみをひきおこし その結果火山活動がとまった。 ブル島とスラウエシの南東肢の

間では サブダクション・ゾーンは突然に停止しシロモン断層帯にうつるので 活火山がみられない。 このようにして 東インドネシア群島の新生代後期から現在に至るカルクーアルカリおよび高カリウムの活火山が プレートテクトニクス概念によって叙述されるように もぐりこみの最も新しいプロセスに直接関係していることは明らかである。 ニューギニアの北方の地域や西イリアンとスラウエシの間の地域のように トランスカレント断層が卓越しているところでは サブダクション・ゾーンや対応する火山弧はプレートの衝突地帯であっても発達しない (KATILI 1974)。

上述のように KATILI はスラウエシ南東肢の南に続くブートン島をバンダ島弧のチモール島より続く非火山性外弧の延長とみなし この解釈によって ブートン島でのアスファルト鉱床の存在がセラム島やチモール島での油ガス層の存在に容易に対比できると考えている。 スラウエシの東側の弧では超塩基性岩に由来するニッケル鉱床が発達している (第16図)。 HAMILTON (1974 1975) はかならずしもこの解釈を肯定していない (第17図B)。

第17図にみられるように 活動しているサブダクション・ゾーンの位置やもぐりこみの方向が震源分布によるベニオフゾーンの決定に依存している場合には 著者によってかならずしも結論が一致していない。 SUKAMTO (1975) のスラウエシの地質構造に関する論文ではむしろ逆のパターンが強調されている (第17図C)。 彼はこのような現在のサブダクションのパターンにもとづいて次のような解釈を提案している。 第三紀初期に スラウエシの東側の弧の位置で西向きのもぐりこみがおこり中新世中期にこのサブダクションが停止した後 スラウエシ東側のランセン石片岩およびオフィオライトは西側の深成岩—火山岩弧におしあげられた。 スラウエシ西側弧の北部は第三紀初期から現在まで引続いて活動した北西方向へのもぐりこみで特徴づけられる。 南部は第三紀初期の西方へのもぐりこみで特徴づけられるが 中新世中期に停止したのち スラウエシの西側 すなわちマカッサル海峡にうつり 現在のベニオフゾーンにみられるように 南東方向へのもぐりこみを続けている。

東インドネシアの復元の紹介を終る前に 本稿の (I) (本誌 第261号) でも述べたが チモール島の地質を 長年にわたって研究している AUDLEY-CHARLES ら (1974) は バンダ弧の形成に関連して オーストラリアプレートはチモール島の北で北方にもぐりこんでいると主張している



第15図 第三紀初期の東インドネシアの島弧の発展 (KATILI 1974)

ことを指適しておく必要があるだろう。

### 6. フィリピン地域の構造区

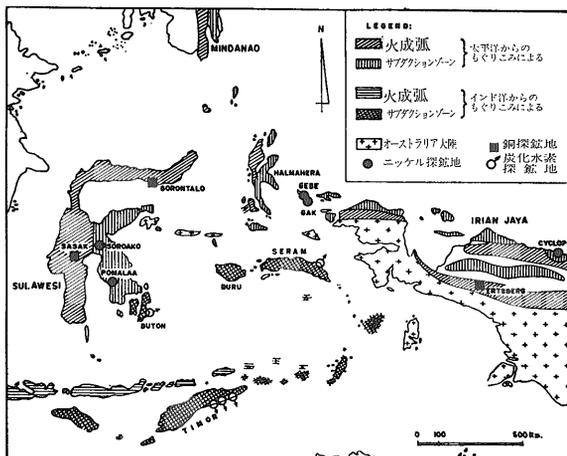
フィリピン群島およびその周辺の地域では 多くの局所的な地質の研究がおもに鉱床探査に関連して行なわれたが プレートテクトニクスの立場からの具体的な復元はあまり進んでいない。したがって ここではいくつかの構造区にわけて過去のサブダクション・ゾーンについて検討する。

フィリピンは西太平洋地域で主要なまた最も複雑な島弧で ルソン (Luzon) 北部の西方のマニラ海溝 ミンダナオ (Mindanao) の東のミンダナオ海溝およびスル (Sulu) 海の北東縁ならびに南縁によってかこまれている。浅発地震および深発地震とも頻繁に発生し 活火山が広く分布し 安山岩質の貫入・侵入岩が第三紀の地層のすべてにわたってみられる。フィリピン群島は生長の過程にある大陸の核であると考えられる。これはその地殻が中程度の厚さ (20—25km) で 海洋性ならびに島弧性の物質および多量の第三紀火山性ならびに浅貫入性の物質からなりたっているという事実にもとづいている。

第三紀を通じて活動してきたプロセスの結果 かつては 全く海洋性であった太平洋の1地域に多量の花崗岩—安山岩成分をもつ厚い地殻が形成された (MURPHY 1974)。

BALCE ら (1976) は フィリピンの構造区に関する従来の研究を検討して 新しく5つの構造区を提案した。すなわち フィリピン変動帯 北パラワン海台 スル海盆 セレベス海盆 および 北西ボルネオ地向斜 である (第18図)。

フィリピン変動帯は その両側をマニラ海溝 スル海溝 東ルソン海溝 ミンダナオ海溝および北東セレベス (Celebes) 海溝にかこまれたS字型の島弧系列であり

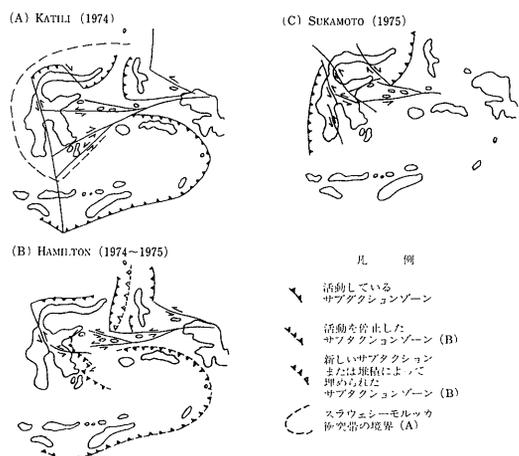


第16図 東インドネシアのサブダクション・ゾーンおよび火山弧とそれらの鉱床に対する関係 (KATILI 1974)

少なくとも ミンダナオ海溝および東ルソン海溝は現在のサブダクション・ゾーンである。

この構造区の東西両側で超塩基性岩—オフィオライト帯が追跡される。東西側では ルソン島のイロコス・ノルテ (Ilocos Norte) およびザンパレス (Zambales) 山脈および南方に下って北ボルネオに近いタウィタウィ (Tawi-Tawi) 諸島 また東側では ルソン島のイサベラ (Isabela) およびジンガラ (Dingalan) サマル (Samar) 島南東部 ジナガト (Dingat) 島ならびにミンダナオ島のスリガオ (Surigao) およびプハダ (Pujada) の岩体は完全なオフィオライトと考えられる。一方 西側のミンドロ (Mindara) 島 シブヤン (Sibuyan) 島 パナイ (Panay) 島のアンチク (Antique) ならびにミンダナオ島のザンボア (Zamboanga) およびミサミス (Misamis) また東側では ルソン島のビコル (Bicol) 半島の岩体は 不完全なオフィオライトであろう。しかし ルソン島のタヤバス (Tayabas) 地峡 マリンズケ (Marinduque) 島 セブ (Cebu) 島 レイテ (Leyte) 島およびミンダナオ島のアグサン (Agusan) 西部の超塩基性岩体はオフィオライトに属するものではないと考えられる (BALCE et al. 1976)。

これらのオフィオライトのうち ルソン島のイロコス・ノルテ ザンパレス山脈およびミンドロ島 ミンダナオ島のザンボア およびタウィタウィ島の岩体は白亜紀から古第三紀までの間に おそらく古第三紀に出現したと考えられる (BALCE et al. 1976)。したがって この時代にフィリピン変動帯の東西両側で海洋地殻のめぐりこみはじまった。これらのサブダクション・ゾーンにはさまれたフィリピンの主要島弧では古第三紀以来の花崗岩—閃緑岩および火山岩が分布し これらの分布とサブダクション・ゾーンとの対応はかならずしも明



第17図 スラウェシー-モルッカ衝突帯のサブダクション・ゾーンとトランスフォーム断層についての諸説 (KATILI 1974 HAMILTON 1974 および 1975 SUKAMTO 1975)

際ではないが おそらく 古第三紀以来2つの南北方向にのびるサブダクション・ゾーンが互に反対方向のもぐりこみによる活動を続け 海溝は次第に外側に移動して現在のフィリピン変動帯の島弧が形成されたと思われる。

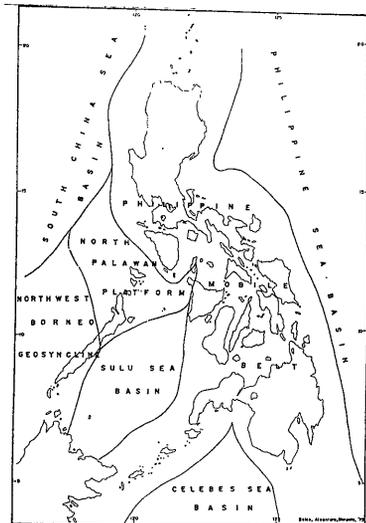
この島弧系をとりかこむ海溝の方向にそって 一連の地向斜沈降帯および地背斜隆起帯が発達し カガヤン・ヴァレイ (Cagayan Valley) 堆積盆地のような厚い堆積層が発達している。このような方向性とはずれてルソン中央部からミンダナオ東部へ約1,200kmにわたって最大のトランスフォーム断層である フィリピン断層がのびている。ルソン島においては フィリピン断層はいくつかの部分にわかれ その1つはマニラ海溝に平行で 南方のミンダナオでもフィリピン断層の方向は海溝に平行である。ルソン北部のバンギ (Bangui) 断層ルソン島のタヤバス地峡から南へパラワンシエルフ北部にのびているタブラス (Tablas) 断層およびミンダナオ島の中央部を走るミンダナオ断層は 他の3つの重要なトランスフォーム断層である (BALCE et al. 1976)。これらの主要な断層は 島弧の両側からの海洋プレートのもぐりこみの加速 中斷あるいは方向の変化に関連して生成されたと考えられるが 研究者によって断層の存在とその位置がかなり異なっているので 衛星映像のリニエーションの観察のような新しい研究法によって検討することが望ましい。

フィリピン変動帯は中部から南部にかけて複雑な様相を示す。中部のセブ島を中心として レイテ島 ボホル (Bohol) 島およびネグロス (Negros) 島ならびにそ

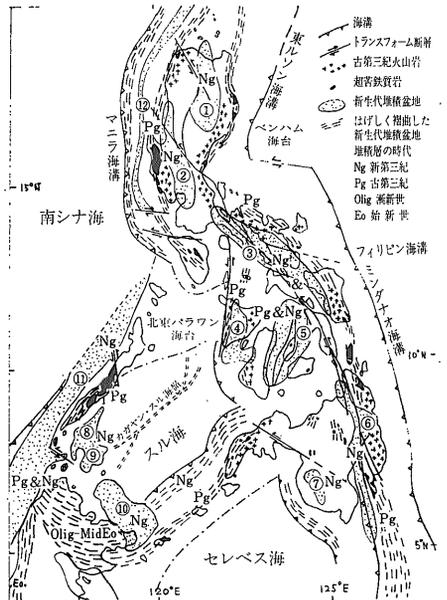
の周辺のビザヤン (Visayan) 海域は 古第三紀以後の堆積層で埋められた深い堆積盆地である。その南方で東側ではミンダナオ島が隆起し 東縁のオフィオライト帯はインドネシアのスラウェシ島に続いている。一方フィリピン変動帯西縁のオフィオライト帯は西南に方向をかえて北ボルネオに続いている。その中間のミンダナオ島中-西部では比較的浅いコタバト (Cotabato) 堆積盆地をかこんで火山岩および閃緑岩-花崗岩が分布している。

フィリピン変動帯の南端につづいて セレベス海盆が存在し 海洋性の地殻があまり変形をうけていない薄い堆積物で覆われた平坦な海底で特徴づけられる。この海底は ベニオフゾーンの存在から 南方へスラウェシ北東肢にむかってもぐりこんでいると考えられるが 明瞭な拡大の中心がみられないので 古い海洋地殻が島弧にとりかこまれたとみなされている。一方 西側ではやはりベニオフゾーンの推定から ミンダナオ島のダグマ (Daguma) 山脈からサンギへ (Sangie) 諸島にむかって セレベス海の地殻がもぐりこんでいると考えられている。

フィリピン変動帯の西に 北パラワン海台 スル海盆および北西ボルネオ地向斜が存在する。北パラワン海台はパラワン (Palawan) 島北部 カラミアン (Caramian) 諸島 クーヨ (Cuyo) 諸島および北パラワンシエルフ海域からなるほぼ三角形の地域で 陸域では主として二疊紀中期から三疊紀中期の變成岩が露出しているが 南シナ海に接する北西縁は厚い中新期以降の堆積層に覆われ



第18図  
フィリピンの構造区  
(BALCE et al. 1976)



第19図  
フィリピンの地質構造的特徴。図を簡潔にするため 火山 震央などを省略した。オフィオライト 古第三紀火山岩帯およびトランスフォーム断層などは BALCE ら (1976) による

主要堆積盆地  
①カガヤン・ヴァレイ ②ルソン・セントラル・ヴァレイ ③南東ルソン ④イロイロ ⑤ヴィザヤン海 ⑥アグサン・ダグアオ ⑦コタバト ⑧パラバク ⑨バンクアン ⑩サンダカン ⑪北西パラワン海台 ⑫マニラ舟状海盆

ている。この地域はジュラ紀までに形成された大陸塊で、その後の変動をあまりうけていないと考えられている。しかし、橋本ら(1973)は形成後の造山運動により反時計方向に90°回転したと述べている(BALCE et al. 1976)。

北パラワン海台の現在の位置への出現はフィリピン変動帯の島弧の中央部を東に押し、S字型に変形させた変動に関係したであろう。さらに、北パラワン海台の北東方にあたって、フィリピン変動帯の東側にベンナム(Benham)海台がフィリピン海の西縁に存在していることが注目される。

北西ボルネオ地帯はサラワク、ブルネイおよび西サバに分布する地帯の北東方への延長で、主として始新世後期—漸新統初期に出現しはじめたオフィオリイト帯とその北西に接しているミオ地帯である堆積盆地とからなる。したがって、他の構造区とは異なった構造発達の過程によって形成された(BALCE et al. 1976)。

スル海盆は玄武岩質岩よりなるカガヤン・スル(Cagayan de Sulu)海嶺により北西スル海盆と南東スル海盆とにわけられる。村内ら(1973)による屈折地震探査によれば、北西スル海盆は上部中新統以降の厚い堆積層で覆われ、その基盤は大陸的な地殻であるが、南西スル海盆は、うすい堆積層に覆われ南端でスル諸島の島弧の下にもぐりこんでいると考えられる。海洋地殻からなり、地殻熱流量の高い値が観測されている。スル海の海洋地殻は、セレベス海と同様に、古い海洋地殻が島弧の生成によりきりとられたと考えられているが(CCOP-IOC 1974)少なくとも南東方向に海洋地殻が拡大した可能性が高い。カガヤン・スル海嶺に第四紀の安山岩質の火山丘があることが報告されているが、北パラワン海台のミンドロ島から南北方向にのびる火山とともに、南シナ海の海洋プレートの南東方向へのもぐりこみにともなう火山弧と解釈することが可能であろう(BEDDOES, Jr. 1976)。

スル海盆の西縁の北西ボルネオに接するところでは、新第三紀の厚い堆積盆地が発達し、3つのサブゾーンすなわち、バラバック(Balabaac)、バンカウアン(Bancauan)およびサンダカン(Sandakan)堆積盆地にわかれる。バラバック堆積盆地における石油探査資料を検討したBEDDOES, Jr. (1976)は、北西ボルネオ地帯の構造発達史に関して次のような説を提唱している。古第三紀にパラワン島弧およびスル島弧の2つの平行な島弧が形成されたが、ボルネオ島の回転をとまらぬ北進によって、南側のスル島弧がサバ—北部に衝突しておしまげられ、北西—南東方向に転じ、パラワン島とサバ—

北部との間に北西—南東方向のトランスフォーム断層で示されるように、パラワン島からブルネー—サラワク方向にのびる島弧を切断した。

## 7. 台湾の形成

台湾はフィリピン変動帯の島弧の延長を含む新生代の2つの島弧からなると考えられる。KARIG (1973)、CHAI (1972) および JAHN (1972) などによってプレートテクトニクスの復元が提案されているが、ここではMURPHY (1973)の説を紹介しておく。この説は大陸プレートのサブダクションを仮定し、かならずしも受入れやすいものではないが、サブダクションゾーンの転移(flip)を考えていることで興味がある。

MURPHY (1973)によれば、白亜紀後期からアジア大陸の下に東方からの海洋プレートのもぐりこみが断続的に活動し、海溝が次第に海側に後退して、中新世初期に台湾島弧が形成された。鮮新世初期にマニラ海溝の北方への延長上、台湾西部褶曲帯で東向きサブダクションがおこり、大陸プレートのもぐりこみがおそらく鮮新世を通じて活動し、西側に傾斜する台湾のナツペ構造が形成された。

もし台湾西部褶曲帯およびマニラ海溝が過去に琉球海溝およびフィリピン海溝と連続して、転移したサブダクション・ゾーンを代表しているとするならば、その北端および南端で水平移動をした証拠が地表でみられるはずである。見かけの距離は台湾と南琉球との間で約300km、マニラ海溝とフィリピン海溝との間で約500kmであるが、たとえば八重山列島の与那国島および西表島の八重山砂岩は台湾北西部に露出する中新世の砂岩と岩相が同じである。このような右方向の水平移動の時期は中新世初期以後で、サブダクション・ゾーンの転移の結果生じたと考えられる(MURPHY 1973)。

ここで提唱された鮮新世でのサブダクションの転移は他の2つの同時におこった事件、すなわち琉球海溝の南東への移動とスル海の北東方向への拡大に関係づけられる。もぐりこみの方向は西落ちから東落ちに転じ、サブダクション・ゾーンの地表面上の位置はルソンの東側から西側へうつり、南シナ海の古い海洋地殻は新しい海溝において消費されはじめた。この観点から、台湾西部褶曲帯は大陸地殻の上につきあげられ、圧縮され、たぐさび状体であり、マニラ海溝での海洋地殻のもぐりこみに対応する北方での類似の現象である。現在の琉球諸島の位置は鮮新世以後の特徴と考えられ、深発地震が存在しないことを説明するであろう。台湾東部地溝帯は台湾東部褶曲帯における圧縮の終末に関係した左すべり

の断層である。北パラワン海台は中部フィリピンの既存の島弧要素に接触するように北東方向へはこぼれた大陸地塊であろう (MURPHY 1973)。

### 8. おわりに

東南アジア地域のプレートテクトニクスの復元についていくつかの説を紹介した。これらの説は 勿論 定説として受け入れられたものではないし 相互に矛盾する部分もあるが 本稿ではほとんど論評を加えなかった。

筆者の理解力不足による誤解もあろうし なによりもまづもっと多くのデータが供給されることが望ましい。

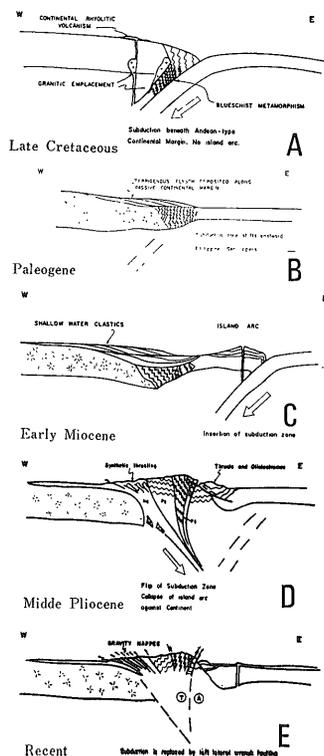
東南アジア地域をとりかこむ巨大プレートの進化は基本的なものであり 巨大プレートの運動に矛盾しないようにこの地域の進化の歴史が組立てられなければならない。しかし スンダランドの復元から要求される 古生代および中生代における東西方向への海洋プレートのもぐりこみを 地球物理学的根拠による大洋側からのアプローチによって立証することは少なくともこのアプローチが遡ることができる時代に関して限度があると思われる。地質学的な復元は構造要素の現在の位置を中心として組立てられるが これらの構造要素が現在の位置に達するまでに移動・回転したことを考えなければなら

ない。また 東南アジアに接するユーラシア大陸東部の進化についてもあわせて考察する必要がある。インド洋の海底の磁気縞模様の研究から 第三紀初期に東西方向にのびていた海嶺が東南アジアの下にもぐりこんだことが結論されているが この事件に対応してどのような変化がおこったかを注意深く検討する必要があるであろう。

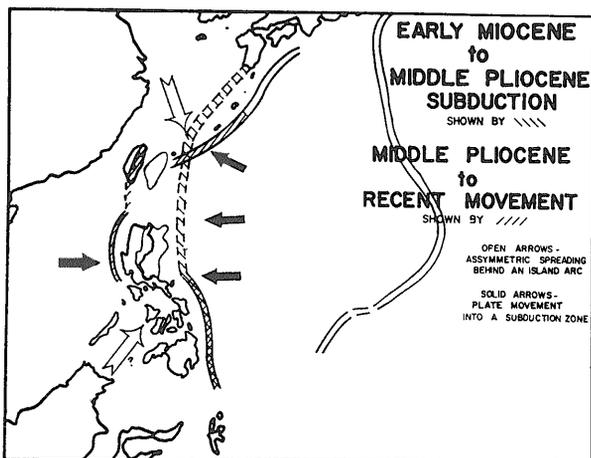
ここで紹介した東南アジアの構造進化のストーリーには 相対する反対方向のもぐりこみの継続による大陸地塊の形成 互に反対方向からもぐりこむ2つの海洋プレートの相互作用 サブダクション・ゾーンの継続的な海側への後退 もぐりこみのパルス性あるいは断続的性格 サブダクション・ゾーンの転移 プレートの相互移動にともなうトランスフォーム断層の生成 あるいは縁海の海洋プートの境界での収斂型 非収斂型両方の存在と相互間の転換など いろいろな現象が含まれているが 地球物理学の側からこのような現象の起りうる条件やメカニズムを明らかにすることが望ましいと考えられる。

本稿の執筆の過程で 筆者はとくに

- ・海域 とくに縁海における海洋地質学・地球物理学的研究の推進
- ・陸域におけるメランジューフイオライト帯の詳細な地質学的研究および その地域の地質構造の決定のための地球物理学的研究
- ・火成岩および変成岩の年代決定データならびに岩石化学的データの蓄積
- ・古地磁学的研究による地質時代における構造要素の変位の研究
- ・LANDSAT 衛星映像による大規模な断層帯の研究



第20図  
台湾の進化 白亜紀末期より現在まで  
(MURPHY 1973)



第21図  
琉球-フィリピン海溝の転位を示す図  
(MURPHY 1973)

・震源分布のデータの蓄積によるベニオフゾーンの精密な決定

などが必要であると感じた。CCOP の IDOE 計画 (SEATAR) は 鉱床生成と地質構造との関係の解明を目標として 上記の諸研究を堆進するものであり 国際地球内部ダイナミクス計画 (ICG) 第1作業委員会 (W. G. 1) の諸研究や 環太平洋マップ・プロジェクト (C-PMP) の作業もこの目的に協力している。インドネシア石油協会 (IPA) 東南アジア石油探鉱協会 (SEA-PEX) の活動や東南アジア地域地質鉱物資源会議などの開催によって 企業からの基礎資料や研究成果の発表もさかんになってきた。このような状態のもとに 東南アジア地域における基礎的研究が大きく前進することが期待される。

#### 文 献

- BALCE, G. R., D. H. ALMOGERA, P. M. ALEONTARA and E. M. MORANTE, 1976; A review of the tectonics of the Philippine Archipelago, Part I-Space frame: Paper presented at the Colloquium on Geology and Palaeontology of Southeast Asia at Chiba University, 56pp with 16 figs.
- BEDDOES, Jr. L. R., 1976; The Balabac sub basin, southwestern Sulu Sea, Philippines: Paper presented at the Offshore South East Asia Conference, SEAPEX, Singapore, 22pp.
- van BEMMELIEN, R. W., 1949; The Geology of Indonesia: Government Printing Office, The Hague, 732pp.
- CCOP-IOC, 1974; Metallogenesis, hydrocarbons and tectonic patterns in Eastern Asia: UNDP (CCOP), Bangkok, 158pp.
- CHAI, BRUCE M. T., 1972; Structure and tectonic evolution of Taiwan: *American Jour. Science*, vol. 272, p. 389—422.
- DEWEY, J. F., 1975; Ophiolite obduction: *Tectonophys.*, vol. 31, p.97—100.
- DIETZ, R. S. and J. C. HOLDEN, 1970; Reconstruction of Pangaea: Breakup and dispersion of continents, Permian to Present: *Jour. Geophys. Research*, vol. 75, p. 4939—4965.
- DICKINSON, W. R., 1971; Plate tectonics models of geosynclines: *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 10, p. 165—174.
- HALL, N. S., 1969; Geosynclinal theory and the organization pattern of the northwest Borneo Geosyncline: *Quat. Jour. Geol. Soc. London*, vo. 124, p. 171—194.
- \_\_\_\_\_, 1973; The geomorphology and geology of the northern part of the Sunda Shelf and its place in the Sunda mountain system: *Pacific Geol.* no. 6, p. 3—10.
- \_\_\_\_\_, 1975; Progress report on palaeomagnetic research in southeast Asia (Abstract): Paper presented at the Regional Conference on the Geology and Mineral Resources of Southeast Asia, Jakarta, 7pp.
- HAMILTON, W., 1973; Tectonics of the Indonesian Region: *Geol. Soc. Malaysia Bull.* vol. 6, p. 3—10.
- \_\_\_\_\_, 1974; Map of sedimentary basins of the Indonesian region (1 : 5,000,000): *Miscellaneous Investigation Series Map I-875-B*, United States Geological Survey, Reston, Virginia, 1 map.
- \_\_\_\_\_, 1975; Subduction in the Indonesian region: *Proc. South East Asia Petroleum Expl. Soc.*, vol. 2.
- HASHIMOTO, W and T. SATO, 1973; Geological structure of north Palawan and its bearing on the geological history of the Philippines: *Geol. Palaeontol. Southeast Asia*, vol. XIII, p. 145—161.
- HEIRZLER, J. R., J. V. VEEVERS, H. H. BOLLI, A. N. CARTER, P. J. COOK, V. A. KRASHENINNIKOV, B. K. MCKNIGHT, F. PROTO-DECIMA, G. W. RENZ, P. T. ROBINSON, K. ROCHER, Jr. and P. A. THAYER, 1973; Age of the floor of the eastern Indian Ocean: *Science*, vol. 180, p. 952—954.
- HUTCHISON, C. S., 1973; Tectonic evolution of Sundaland: A Phanerozoic synthesis: *Geol. Soc. Malaysia Bull.*, vol. 6, p. 61—86.
- \_\_\_\_\_, 1975; Ophiolite in southeast Asia: *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 86, p. 797—806.
- JAHN, BOR-MING, 1972; Reinterpretation of geologic evolution of the Coastal Range, East Taiwan: *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 83, p. 241—248.
- KARIG, D. E., 1971; Origin and development at marginal basins in the western Pacific: *Jour. Geophys. Research*, vol. 76, p. 2542—2561.
- \_\_\_\_\_, 1973; Plate convergence between the Philippines and the Ryukyu Islands: *Marine Geology*, vol. 14, p. 153—168.
- KATILI, J. A., 1971; A review of the geotectonic theories and tectonic maps of Indonesia: *Earth Science Reviews*, no. 7, p. 143—163.
- \_\_\_\_\_, 1972; Geochronology of west Indonesia and its implication on plate tectonics: *Geol. Soc. Malaysia, Annex to Newsletter*, no. 34, 33pp.
- \_\_\_\_\_, 1973; Plate tectonics and its significance in the search for mineral deposits in western Indonesia: United Nations ECAFE, *CCOP Tech. Bull.*, vol. 7, p. 23—27.
- \_\_\_\_\_, 1974; Geological environment of the Indonesian mineral deposits, A plate tectonic approach: *Seri Geologi Ekonomi*, no. 7, Geological Survey of Indonesia, Bandung, 18pp. (reprinted in United Nations ESCAP, *CCOP Tech. Bull.*, vol. 9, p. 39—56.)
- KLOMPÉ, Th. H. F., 1961; Pacific and Variscan orogeny in Indonesia, a structural synthesis: *Proc. Ninth Pacific Science Congress 1957*, vol. 12, p. 76—115.
- \_\_\_\_\_, J. A. KATILI, JOHANNAS and SOEKENDAR, 1961; Late Palaeozoic to Mesozoic volcanic activity in the Sunda Land area: *Proc. Ninth Pacific Congress 1957*, vol. 12, p. 204—217.
- KUNO, H., 1966; Lateral variation of basaltic magma type

across continental margins and island arcs: *Bull. Volcanologique*, vol. 29, p. 195—222.

LARSEN, R. L. and C. G. CHASE, 1972; Late Mesozoic evolution of the western Pacific Ocean: *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 83, p. 3627—3644.

LARSEN, R. L. and W. C. PITMAN III, 1972; World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its implications: *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 83, p. 3645—3662.

MURAUCHI, S., W. J. LUDWIG, N. DEN, H. HOTTA, T. ASANUMA, T. YOSHII, A. KUBOTERA, and K. HADJIWARA, 1973; Structure of the Sulu Sea and the Celebes Sea: *Jour. Geophys. Research*, vol. 78, p. 3437—3447.

MURPHY, R. W., 1973; The Manila Trench-West Taiwan foldbelt: A flipped subduction zone: *Bull. Geol. Soc. Malaysia*, No. 6, p. 27—42.

\_\_\_\_\_, 1974; Diversity of island arcs: Japan, Philippines, northern Molucas: *Proc. South East Asia Petroleum Expl. Assoc.*, vol. 1, p. 1—22.

PUPILLI, M., 1973; Geologic evolution of South China Sea area, tentative reconstruction from borderland geology and well data: *Proc. Indonesian Petroleum*

*Assoc.*, Second Annual Convention, Jakarta, p. 223—241.

RIDD, M. F., 1973; South-East Asia as a part of Gondwanaland: *Nature*, vol. 234 (no. 5331), p. 531—533.

SOLATER, J. G. and R. L. FISHER, 1974; Evolution of the east Indian Ocean, with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast Ridge: *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 85, p. 683—702.

SUKANTO, R., 1975; The structure of Sulawesi in the light of plate tectonics: Paper presented at the Regional Conference on the Geology and Mineral Resources of Southeast Asia, Jakarta, 36pp.

WORKMAN, D. R., 1975; Geological structure of the Indochina Peninsula: Paper presented at the Regional Conference on the Geology and Mineral Resources of Southeast Asia, Jakarta, 17pp.

竹内均 (訳) 1973: 大陸移動 地球の再発見: 別冊サイエンス 日本経済新聞社 東京 144pp.

上田誠也・杉村新 1970 弧状列島: 岩波書店 東京 156pp.

上田誠也・T. W. C. HILDE, L. KROENKE, 1976: 西太平洋およびその縁辺の進化について 海洋科学 vol. 8 p. 331—339

地学と切手

マダガスカルの化石鉱物切手

P. Q.



マダガスカル島はアフリカの東にある世界第4位の大きさの島で 面積約60万km<sup>2</sup> 人口約750万人である。19世紀末からフランスの植民地だったが 1958年にフランス共同体の自治共和国となり 1960年に完全に独立して マダガスカル共和国となった。

マダガスカル共和国は一口にいえば農業国であり 鉱業生産は総生産量の1~2%を占めるにすぎない。島の大半は先カンブリア紀の岩石からなり 西海岸に二疊紀以後の地層が帯状に分布する。採掘された鉱物はほとんど輸出され わずかに石灰石が国内でセメント原料とされているが 燃料の石炭は輸入である。鉱産物の主なものは 黒鉛 雲母 ウランなどがある。しかし黒鉛 雲母は人工代替品の研究が進みつつあるので前途はきびしい。一般に鉱産物の種類は多いが 金属鉱物

資源は クロム ニッケル以外乏しく 非金属鉱物資源は豊富であるが 国内技術水準が障害となっているようである。

非金属鉱物としては ベリルが数10トン 圧電気特性を有する石英が約2,000kgの他 工業用ざくろ石 準寶石(天青石 ローズ水晶 ばら輝石 曹灰長石)などがある。最近ではボーキサイトの開発を日本との合弁で計画中であり 1976~77年の当初には 年間500万トンの生産予定であり そのうち200万トンは アルミナもしくは鉱石の形で 日本に輸出することになっている。

切手は 1970年4月28日発行された 5Fのメノウ 20Fのアンモナイト および1971年2月25日発行された 12Fの黄方解石と赤水晶