東海沖の堆積盆地の分布と性格*

猪間明俊**・佐々木栄一***

(昭和54年6月11日受理)

Geologic Aspect of the Offshore Tokai Basin

By

Akitoshi INOMA & Eiichi SASAKI

Abstract: This paper represents the tectonic framework of the shelf off Tokai region based on the seismic, gravity and magnetic data. The stable shelf at the northwestern part, the central uplift which may be the extension of the "Akaishi Ressen (rift)", and the outer marginal uplift at the southeastern part are prominent structures in this area. In addition to the eustatic subsidence after the middle Miocene and after Pleistocene and eustatic rising before the Pleistocene, relative upheaval of the outer marginal uplift has successively occurred. The structural movement in this area may be explained with a model that the southern oceanic crust has thrust down under the continental crust.

1. はじめに

御前崎から伊良湖岬にかけての地域の沖合（東海沖）はフォッサマグナ西縁を限る糸魚川-静岡線の伸び先がどうなっているか、その西に海に向かって開いている掛川第三系堆積盆地がどういう形で海に広がっているか、あるいは特異な断裂である赤石裂線がどう延びてゆくのか、などといった点で多くの人々の興味をひく海域であろう。さらに、掛川堆積盆地には本州太平洋側唯一の油田である相良油田（累計生産量約 4,600kt）があり、石油地質学的にもきわめて注目される所である。

本海域では未だ試掘も実施されておらず、石油地質学的議論をするのは時期尚早と考え、本論文ではこれまでの物理探査によって得られているいくつかの興味ある情報を構造発達等について若干の考察を加えながら紹介することにする。

なお、本論文を草するに当り資料の公表を許可された石油資源開発(株)池辺稷常務取締役、同井上寛生取締役に謝意を表する。また、本論文の内容について討議と助言をいただいた探鉱部・物理探鉱本部の諸兄に厚くお礼申し上げる。

2. 探鉱史と地形概説

本海域では1973年の国によるエアガン調査が最初の石油探鉱作業である。同年地質調査所によって空中磁力調査が実施され、その結果が公けにされている。石油資源開発(株)では1975年から調査にかかり1977年までに重力および磁力の調査とともに、全長約2,500kmに亘るエアガン調査を実施している。第1図はその測線図である。

地形についてはすでにいろいろの文献で紹介されているので詳細は省くが、御前崎から南西に向かって高まりがあって、いわゆる外縁隆起帯をなしていること、その北側にそれに抱かれるようにして天竜川沖海底峡谷が延びていること、天竜川河口から西に向って陸棚の幅が広がってゆくこと、などが顕著である。外縁隆起帯はその外側の駿河湾トラフ-南海トラフにほぼ平行している。天竜川沖海底峡谷が天竜川河口から南南東へ約20 km 下った所から急に向きを変え南西に走ることも注目される。

3. 地震探鉱記録

3.1 層序

第2図はこの海域のエアガン記録のスケッチである。測線の位置は第3図に示してある。(a)(b)は海域中央部をNNW-SSEに通るものであり、(c)はこれに直交するものである。これらの図でDとした反射面が顕著で、全測線に亘ってほぼ完全に追跡できる。この反射面があまりに強いため、海底面の多重反射だけでなく、D面より上位の反射面とD面との間の重複反射が数多く現われ、D

*昭和54年5月24日、第44回石油技術協会定時総会地質・探鉱シンポジウムにおける講演

**石油資源開発(株)探鉱部

***同 長岡鉱業所

第1図 東海沖物理探査測線図 (石油資源開発㈱によるもののみ)

第2図 エアガン記録スケッチ

(a): 75-0 測線, (b): 76-V 測線, (c): 75-5 測線

第3図 海底地質構造図

面以下の構造が甚だしく見難くなっている。D面以下の断片的な記録から見ると、このD面が大きな不整合を示すものと判断される。顕著な不整合はA面でも認められ、一方A面からD面までの間はほぼ整合に堆積が行なわれているが、75-5測線西部で見られるように、B—C間が欠如している所があり、B面が一部で不整合となっていることがわかる。

3.2 地表層序との関係

これらの反射面と地表における層序との関係については、沿岸部2～4 kmの間が未調査であるため明確とはいえないが、陸上では相良層群と西郷層群との間に中部中新統を欠く大きな時代的ギャップがあり(IKEBE, et al.: 1977), 構造差も著しいので、D面が相良層群基底に相当すると考えてよさそうである。外縁隆起帯から採取されたドレッジ試料は中新世のものとされており(佐藤・星野, 1962), この推定を支持する。掛川堆積盆地の北部縁辺では掛川層群の基底に大きな構造差が認められるが、これは同層群がオーバーラップしつつ堆積し、この部分では同層群上部が直接下部中新統以下の地層の上にあるためである。D面以上の堆積は、南東部において南からプログレートする形でオンラップしている以外、大部分の地域でD面に平行し、顕著なアバット現象が見られないところから、D面を掛川層群基底と考えるのはや

や無理のようである。B—C間の地層が欠如している所があるので、B面を掛川層群基底と考えてよさそうである。したがってC面は相良層群中部であろう。A面は顕著な不整合を示し、A以上の地層がすべて同時期の堆積物であるか否かはわからないが、小笠山礫層以上の段丘堆積物に対比されるものと思われる。

3.3 構造区分と構造運動

エアガン記録を総合した結果、この海域は地質構造的にいくつかに分けることがわかった。

75-0測線の左側(陸寄り)に見られるように、海域北西部の陸棚地域はD面がほぼ一定した緩い傾斜をもって南に向かって下る地質構造を示す。途中北落ちの一見正断層がいくつも見られる。これらの断層はこの部分の一般走向に近いE-WないしENE-WSWの方向性を有し、水平に20km以上に亘って追跡されるものも多い。75-0測線ではたまたま断層谷として見事に地形に表われているが、多くの測線ではA面を切っていない。断層の両側で地層の厚さの変化がとんど見られないので、落差の大部分がA面以上の地層の堆積直前に生じたものと考えられる。以上のような構造を示す部分を安定陸棚と呼ぶことにする。

安定陸棚の南縁はは各測線を通じてD面が約2 secになる所にあり、それから南方約10kmの間は一層緩い構

造になっている。多くの測線で向斜構造が認められるが一連のものではない。この部分に存在する断層の方向は安定陸棚に見られるものと同じであるが、落ちが逆になっているものもある。この部分にはD面以下にDと大きく斜交する反射波が認められ、D面の不整合の大きさを物語っている。75-5測線の西半部はほぼこの部分を縦断しているが、A-D間の地層が西方へ薄化しているのが読み取れる。

この部分の南に、この海域の地質構造上最も顕著な隆起帯が走る。中央隆起帯と呼ぶことにするが、これは2~4 km の幅をもって調査範囲西端から東北東に走り、天竜川河口沖約15 km 付近まで続くがそこで急に消失する。あえていえば、そこで北北西に曲って天竜川河口に向かう。この北北西に延びる高まりに対して安定陸棚の一般走向は直角にぶつかる形になっており、安定陸棚の性格はこの高まりの東側ではまったく認められない。中央隆起帯は明らかに背斜構造を作っており、両側に断層を伴う所が多い。背斜軸部でC-D間の地層はむしろ厚くなっており、C以上の地層が薄化しているようなので、中央隆起帯の形成はC面形成のころから行なわれたものと見られる。

中央隆起帯の南は構造的に大きく落ちこんで緩い向斜構造を示す。C-D間の地層だけでなく、A-C間の地層も厚く堆積している。A-D間の地層の堆積軸はこの部分にあったことになる。

これより南側の地質構造は大局的に見ると初めに述べた外縁隆起帯に向かって上ってゆくが、測線によって小規模な断層や背斜・向斜が見られる。こうした小構造要素の配列は外縁隆起帯の延びの方向にはほぼ平行している。この隆起帯に向かい最上位層、つまり段丘堆積層と思われる地層も上ってゆくが、A面は下位層を切っており、隆起帯の上では直接C以下の地層にのっている。一方C-D間の地層の少なくとも下部は隆起帯の北翼においてD面に対し北へアバットするように堆積しており、南側から堆積物の供給を受けたように見える。つまり、相良層群と思われる地層の堆積の少なくとも初期においては、海域の南方に陸地があった可能性があるわけである。黒潮古陸といわれるものと関連があるかも知れない。ともあれ、C面形成のころから現在の外縁隆起帯のあたりが隆起しはじめたらしく、A-C間の地層はA面の不整合のためだけでなく南へ薄化している。ただし、隆起とはいってもこの部分にもA-C間の地層は堆積したと思われるから、海域が全面的に沈下する中での部分的な相対隆起と考えるべきである。A面はそれによって示される侵蝕期にこの相対的隆起運動が極大に達したとすると、海域の全面的な上昇（海水準降下）が行なわれた

ことを意味する。また、A面以上の地層の北方への傾斜は隆起運動が一たん休止し段丘層が形成された後、再び活発になり現在まで続いていることを物語る。この場合の隆起運動もまた相対的なものであり、段丘層が1,000 m 以深まで分布することは、海水準の上昇の方がこの隆起運動を上まわっていることを示す。

3.4 天竜川沖海底峡谷

震探記録上興味深いのは、中央隆起帯の南の向斜部北東半の天竜川沖海底峡谷の流路となっている所の海底面がA面に一致し、A面以上の地層が存在していないことである。

この海底面はごくわずかに南東へ傾いているが、きわめて平坦で、一見若い堆積面の如く見える。しかし、海底峡谷でありながら cut and fill タイプの構造が認められないし、南縁の急崖（76-V測線では幅1 km 足らずの間で300 m の高度差がある）直下の反射波のつながり方から見て、この崖が高度差に対応する落差を有する断層崖でないことは確かである。300 m もあるA面以上の地層が地形的に低い峡谷内ではなく、その斜面にだけ堆積したとは考え難い。したがって、この部分はかつて存在したA面以上の堆積物が侵蝕されてしまったと考えないわけにはいかない。A面が海底面にぴったり一致するのは、A面を境にして上下の地層の侵蝕に対する抵抗力が大きく異なるためであろう。先に述べたようにA面以上は段丘堆積物、A-B間は掛川層群と考えられ、砂礫層と泥岩の差が表われているものと思われる。この海域に見られる海谷の多くがA面までえぐっていることはこうした推定を裏づける。

この海底峡谷の水深は76-V測線で1,500 m、それより16 km 上流では1,000 m と差が大きいから、この侵蝕面が陸上で形成されごく最近沈水したとは考えにくい。したがって、この海底峡谷における侵蝕と堆積とが長期間に亘って釣り合っていたか、ごく最近になってA面以上の地層が運び去られたかのどちらかであろう。

4. 重力分布

3で述べた構造要素をまとめたものが第3図である。こうした地質構造と重力分布との関係を見てみよう。

第4図はこの海域のブーゲー異常図である。大局的に見ると、第1に南東半部が著しく高異常となっていること、第2に天竜川河口の東方に中心を持つ卵形の低異常があること、第3にこの低異常の西側には振幅の小さい異常を伴いながら西方へ徐々に重力値を増す地域が広がることがわかる。

安定陸棚の部分は南に向かって基盤が緩く下っているにもかかわらず重力的にはこうした傾向はほとんど認め

第4図 プーゲー異常図

られないで、むしろ南北性の傾向が卓越する。基盤上の構造が安定しているところから、小振幅の異常は基盤の岩質が変化に富んでいるか、その構造が複雑であることを物語っていると考えられる。

天竜川河口の東方を中心とする低重力帯は明らかに新第三系の堆積盆地の現在の形を示すものである。海底からD面までの厚さが最も厚いのは75-5測線東端に近い所であるが、この図の中で最も重力値の低い所にはほぼ一致している。

本海域中央を走る隆起帯が見事に重力低異常をつなぐ形を示していることは注目に値する。これについては、その南西側の重力傾度が著しく大きくなっているため、低異常部が北方へ寄せられ、たまたま隆起部と一致しているという可能性がある。この南東側の重力分布はD面の構造とはほとんど無関係であり、その異常の波長や振幅の大きさは地殻深部の物質分布を反映していると思われる。あえていえば、海岸地殻が急角度で陸側にもぐり込んでいることが示されているのではなからうか。こうした深部の影響を取り除いたとすると、中央隆起帯に一致する重力低異常の形はかなり変わるに違いないが、北西側との関係、すなわち北西が重力が高いという関係は変わらず、むしろその傾向はより顕著になるはずである。したがって、中央隆起帯の北縁を境にして基盤の密度が大きく喰い違っており、中央隆起帯の下の基盤が北西側

の基盤より軽いこと、すなわち、恐らく時代的に新しいものであることを示していると考えられる。

陸域でこのような性質を示すのは、いわゆる赤石裂線のうち西側の光明西断層である。この断層は通常の衝上とは逆に、東側の新しい地層（光明層群）が古い地層（三波川系）の上に衝上しているといわれている（望月，1956）。つまり、もともとは東側が落ちていたはずのものが、新しい時代に逆の動きをしたと解釈せざるを得ない。この逆の動きをした時に陸では光明東断層が、海では中央隆起帯の南縁を切る断層が生じたのではあるまいか。

このような運動もまた、南方からの海洋地殻のもぐり込みによる圧縮を意味するのかも知れない。海域南部を走る外縁隆起帯が少なくとも中新世後期以降引続いて相対的上昇を行なったと思われることをすでに述べたが、この陸起運動も海洋地殻のもぐり込みによる大陸地殻南縁部のおしあげと解釈することが可能である。

中央隆起帯がC面形成のころから形成され始めたことはすでに述べた。安定陸棚上の一般走向に平行する断層群は一見正断層であるが、南方の深部からの圧縮性のものであると解することもできそうである。この断層群は先に述べた如くA面形成直前に生じたものである。それらのことから、海底地殻のもぐり込みによる影響は時代とともに南東部から北西方へと及んでゆくように思われ

る。本海域南方に中新世中期位まで存在していたかも知れない陸域は、もぐり込む海洋地殻に引きずられて沈降し、現在の大隆斜面を作っているのかも知れない。

5. 磁力分布

最後に磁力分布と地質構造との関係について述べておこう。

第5図は海上磁力計による測定値からI.G.R.F.による標準磁力値を差し引いた全磁力異常図である。この図を見ると、天竜川河口付近に中心を持つ高異常と、中央隆起帯の南を東西に近い方向で走る高異常とが目につく。前者は波長の小さい異常が複雑に組み合わさっており、浅い所に異常の原因があるに違いない。地質調査所(1973)による空中磁力調査(飛行高度1,500ft)ではこの高異常は認められず、この推定を裏づけている。天竜川によって運ばれた沖積層中の砂鉄などが原因になっているのであろう。

後者の高異常は地質調査所の調査でも明らかにされているが、両調査結果がきわめてよく一致し、異常の波長が大きいので、その原因は地殻のかなり深い所にあるに違いなく、しかも非常に磁性の大きいものでなくてはならない。磁気断面から半無限磁性体モデルでその磁性体の深度を求めてみると5~7 km のオーダーになる。また磁性体の位置は中央隆起帯のほぼ直下と考えてよい。重

力分布について述べたような海洋地殻もぐり込みのモデルを考えると、南に向かって磁力が増大していなくてはならないのであるから、この異常の原因についてはそのようなモデルに直接求めるわけにはゆかない。また、そのようなモデルによる異常が認められないことは、もぐり込みの深さがもっと大きいことを示していると考えられる。

6. 結 論

(1) 本海域の地形および地質要素を関連する陸域の地質分布とともに示したのが第6図である。これを見ると、この海域の諸要素は駿河湾トラフの方向とほぼ平行な配列をなしており、同トラフの形成とこの海域の地質構造発達とが深く結びついていることがわかる。

(2) 本海域では相良層群基底と思われる不整合面以下の震探記録が不鮮明で、中新世中期以前の地史についてはよくわからないが、それ以降についていえば、中新世後期から鮮新世にかけての広汎な沈降、鮮新世末の広汎な上昇、洪積世末(?)の再度の広汎な沈降が行なわれる中で、外縁隆起帯が周囲に対して相対的に隆起し続けてきたと考えられる。

(3) 海域中央に中新世末から相対的隆起を続けたと思われる隆起帯が走るが、これは恐らく赤石裂線の延長であろう。この隆起帯の直下5~7 km 程度の所に強い磁

第5図 磁 力 分 布 図

第6図 地質要素綜合図

(陸域地質分布と水深は100万分の1日本列島地質図(1979)による)

性体が存在すると思われる。

(4) 海域北西部は安定した陸棚となっているが、そこには走向に平行した北落ちの断層が発達する。これらの断層の活動の時期は大部分鮮新世末である。

(5) (2)で述べたユースタティックな動き以外の構造運動や、外縁隆起帯に沿う重力高異常は、南方の海洋地殻の北方へのもぐり込みというモデルでよく説明できそうである。その影響は時間とともに次第に南から北へ現われている。

(6) 天竜川沖海底峡谷の上流部分は中央隆起帯によってその流路を規制され、その平坦な谷底地形は堆積物の侵蝕に対する抵抗の差に規制されている。

(7) 掛川新第三系堆積盆地は天竜川河口の東方から中央隆起帯に沿って伸びる堆積軸を有し、海岸付近に最厚部を持つ堆積盆地である。

——(1973): 浜松-豊橋海域空中磁力図。

——(1978): 百万分の一日本地質図。

星野通平(1975): 黒潮古陸の位置, フィリピン海の地質学的諸問題, p.121~132.

IKEBE Nobuo, Working group (1977): Summary of bio- and chronostratigraphy of the Japanese Neogene, *Proc. 1-CPNS Tokyo 1976*, p.91-93.

望月勝海(1956): 静岡県の地質, 静岡県地質図の解説, p.1~57.

佐藤任弘・星野通平(1962): 遠州灘沖の海底地質, 地質雑, vol.68, p.313~328.

TUCHI Ryuichi(edit.)(1976): Guide book for excursion (3) KAKEGAWA DISTRICT, 1-CPNS Tokyo 1976, p.1-82.

参 考 文 献

地質調査所(1973): 御前崎-浜松海域空中磁力図。