青森県七戸地方の山砂鉄鉱床
—砂鉄鉱床の堆積環境と撓曲構造— (II)

On the sedimentary environment and its warping structure of the
mountain iron sand placer deposits, Shichinohe district,
Aomori Prefecture (II)

斎 藤 洋 彦 (Hirohiko Saitoh)

3. 砂鉄鉱床の形成過程について

A. 地 質 年 代

筆者は、本地域における各地層の地質時代を決めるための資料をもっていない。中新世に属する奥ノ沢層、和田川層、小坪川層については、岩井淳一の層序に準拠して地層区分を行なつたが、この上位にある市ノ渡層、清水目層の地質年代については明らかでない。市ノ渡層、清水目層は、砂鉄母層であり、また、両地層の地質時代の究明は、後述する造構運動の時期にも深い関連があるので、次にこれに関する問題点について述べることにする。

筆者は、岩井淳一の鮮新世としている市ノ渡層をさらに細分して、これを市ノ渡層、清水目層および底田砂岩・礫岩部層に細分した。この清水目層を本地域外の東部へ追跡すると、柴崎達夫ら (1958) による下北半島南部の甲地層につながるが、北村信 (1963) はこの甲地層を、下北半島の砂子又層と同一地層であると確めているので、清水目層が砂子又層に対比されることは確実である。一方、本地域の南東方にある北上山地北端部において、鎮西清高 (1958) は、三戸層群上部の久保、斗川両累層が、大桑万願寺動物群で特徴づけられるので、これらを鮮新統と考えているが、筆者は単に岩質の見地から、一応市ノ渡層を久保累層に、清水目層を斗川累層にそれぞれ対比してみた。

次に、化石については、筆者採集化石と、青木滋 (1958) の同定化石とを総合した増田孝一郎* の見解によれば、これらの化石は、増田の規定した日本沿岸区動物地理区に属し、東北裏日本の笹岡層、大釈迦層、蟹田層あたりに対比されるもので、鮮新世初期に属するという。しかしながら、青木滋の同定した化石は、地域外東方の東北線石文駅附近の甲地層 (清水目層) から採集したものであつて、市ノ渡層中からは、未だ現生種化石だけしか発見されていないようであり、市ノ渡層の年代の決め手が得られない現状である。ともあれ、筆者の命題とする砂鉄の堆積あるいは造構運動の時期を論ずる上からも、本地域の地質年代の決定は、重要な意義をもっているので、今後の古生物学的研究に期待する次第である。

* 同氏からの私信による

B. 堆積作用と造構運動との関連性

本地域における堆積盆地の堆積環境、沈降量および火成活動は、潜在基盤の造構運動に支配されており、地層の堆積も、またこれらの運動に規制されている。すなわち、造構運動は地層に反映し、地層の分布、層厚、岩質、累重関係などに、明らかな特徴がみられる。砂鉄母層である市ノ渡層および底田砂岩・礫岩部層の堆積は、後背山地のいわゆるグリーンタフ地域の造構運動に、因果関係をもっている。したがって、筆者の命題としている砂鉄鉱床の堆積環境とその撓曲構造を解明するために、これらの背景をなしている一連の地層の堆積作用と造構運動との関連性を、各堆積時期を追って述べることにする（第2図）。

小坪川層形成期 本地域の堆積盆地の発展に最も影響を与えたものは、北西～南東系の上田断層である（第3図）。本断層を境としてその西南側が上昇し、北東側が沈降したために基盤の傾動を生じ、沈降海盆に小坪川層と白石集塊岩とが堆積したものである。白石集塊岩は、その最沈降部である大坪川、栗ノ木沢附近を中心として堆積したが、これと同質の集塊岩は、小規模に上田断層側にも堆積した。白石集塊岩の堆積機構は、噴出と沈降とを反覆した一連の地質現象と考えられ、その噴出に際しての通路は、最大沈降部である坪川附近では、上原子断層にみられるような東西系裂かであつたろうし、一方上田断層附近では、上田断層が直接の通路となつたものであろう。なお、倉岡川附近にみられる小坪川層中の小沈降部は、白石集塊岩の噴出と沈降の反覆作用の影響で生成したものと解釈される。

市ノ渡層形成期 地域は、小坪川層および白石集塊岩が堆積した後に、一旦陸化し、鮮新世に入ってから再び沈降がはじまつたが、この沈降の性質は、後背山地の基磐の差別的上昇運動に起因するものである。市ノ渡層は、この運動に規制されて、地区ごとに断片的に堆積し、その層厚も各地区で著しく変化している。この隆起は、北部地域、白石集塊岩、上田断層南西側山地など、本地域の全面におよんだものであるが、もちろん、これら地区が一樣に隆起したものではなく、地区毎に隆起の度合を異にし、また漸繁に隆起と沈降とを繰返しながら、地区ごとに凸凹の隆起部と沈降部を形成していつたものであろう。この際、小坪川形成期に沈降部の中心部にあつた栗ノ木沢附近は、白石集塊岩の隆起にともない、転化して隆起の中心になつたが、一方で沈降の中心は、白石集塊岩および上田断層南西部の隆起に規制され、倉岡川附近に移動した。また、隆起速度も地区毎に異なつていたことは明らかで、例えば清水目川や一ノ坂南方地区における市ノ渡層下部に礫岩が発達し、まれに径1mにおよぶ巨礫さえみられる事実は、後背山地が、局地的に激しく隆起したことを物語っている。なお、上田断層の傾動沈降運動は、先小坪川層形成期からはじまり、小坪川層形成期全期間をとおして活動したが、市ノ渡層形成期前に、その活動は全くやんでいた。このことは、本断層が市ノ渡層を切つていないことから明らかである。

清水目層形成期 本形成期に入ると、西部山地の隆起は一段と激しくなり、又隆起も、全面的に拡大していつた。この際、矢張り白石集塊岩が隆起の主役を演じ、市ノ渡層形成期より一段とその規模を拡大している。しかしながら、市ノ渡層形成期と本形成期における隆起とは、隆起の性格を異にし、前者が単なる隆起であつたのに対し、後者は、“底田撓曲”にみられるような、衝上性造構力が働いたことが特徴である。すなわち“底田撓曲”は、鎮西清高(1958)が北上山地北端部地域で指摘している“辰ノ口撓曲”と一連の撓曲運動とみられる。その運動形態は、東から西へと東西方向の力が働き、西方山地がつき上るように

隆起し、その東側を捲きこむように沈降させた衝上性運動で、この沈降部が堆積盆地を形成して、清水目層が堆積した。この運動が、差別的昇降運動であつたことは、清水目層の層厚の変化からうかがわれ、この際隆起の中心部は白石集塊岩であつた、この隆起の性格は、絶えず微かな上昇と沈降を反覆しながら、究極的には上昇していつたものだが、清水目層の下部にみられる砂岩と泥岩互層帯の発達、地殻の隆起と沈降速度との比が絶えず変化した証拠であつて、地殻の小動揺に伴う海岸線の移動を示すものと考えられる。

底田砂岩・礫岩部層 底田撓曲運動が働いて、西部の白石集塊岩が急速に隆起した結果、その前縁が相対的に大きく沈降し、この前縁凹地には異常に厚い（層厚 150m 以上）本部層が堆積した。すなわち、本部層が白石集塊岩の隆起に密接に関連することは、本部層が白石集塊岩の前縁にのみ分布すること、汽水相を示す特殊堆積物であること、本部層が海成相の清水目層に漸移することをみても明らかである。この際、白石集塊岩が急速に隆起したことは、本部層が粗粒砂岩あるいは礫岩（まれに径 30cm 大の巨礫を混える）などの粗い岩相を示すことに反映している。更にふえんすれば、白石集塊岩が急速に隆起することによつて、浸蝕がさかに行われ、この浸蝕産物が河川により運搬されて、その前縁海盆に流入し、特殊な三角洲堆積物である本部層が堆積したものであろう。この際、清水目層が内湾停滞水型の状況下にあつたことから、前縁海盆も同様に、沿岸流などの影響がほとんどない比較的静穏な環境にあつたことが、容易に想像される。したがつて、陸地からの碎屑物が、河口において海盆に流入する場合に、海盆内における沿海流の営力よりも、陸地から碎屑物を運搬した河川の営力の方が強かつたために、三角洲堆積物が容易に堆積したものであろう。この三角洲堆積物が形成される当時は、市ノ渡層形成期における倉岡川附近の沈降も休止し、海盆に影響する造構力としては、白石集塊岩の隆起運動だけであつたという事実も、三角洲堆積物の生長には好都合であつた。例えば、隆起と沈降運動とが組合わされるような複合運動が働く場合には、沿海流の流れに乱れを生ずることが考えられ、堆積条件が複雑になるので、簡単に三角洲堆積物が生成したとは推論できないからである。さきに北卓治・丸山修司（1958）は、底田鉾床群が特殊な海盆に堆積したことに注目し、これを七戸海盆と呼んだが、筆者は、底田砂岩礫岩部層を堆積した海盆を、あらためて“古七戸海盆”（Palaeo-Shichinohe Basin）と呼ぶことにする。

天間林鉾床所で行つた、砂鉄探鉾試験の結果では、更新統段丘堆積物の層厚が、底田・古和備附近では 50m 以上と、ほかの地区よりも異常に厚いことが判つた（第 5 図）。この事実は、この附近の地殻の沈降量を示し、白石集塊岩を中心とした隆起運動が、更新世まで継続した証示である。また、天間林村白石西方の白石集塊岩地域が、最近の水準測量の結果から、年々わずかながら上昇していることが確められており、白石集塊岩は現在でもなお隆起しつつある。

C. 砂鉄鉾床の堆積および変形過程の解析

1. 砂鉄鉾床の堆積過程 砂鉄鉾床も、砂鉄母層と同様に後背山地の造構運動を明らかに反映して堆積しており、その分布、賦存状態および品質などに、著しい特徴がみられる。次に、このような砂鉄の堆積過程を鉾床別に記述する。

一ノ坂鉾床 本鉾床は、市ノ渡層の下底部附近の一定層準に断続して現出するが、優勢鉾床は一ノ坂鉾床をはじめとして、何れも倉岡川以南に集中し、その北部にはほとんど賦

存しない。倉岡川の北方における砂鉄鉱床が劣勢である主な理由は、市ノ渡層形成期の差別的昇降運動に規制されたものと考ええる。すなわち、清水目川添ノ沢附近の火山礫岩が示唆するごとく、一部に激しく隆起した地区もあつたが、その他の大部分の地区では、白石集塊岩の緩慢な隆起運動が影響して、陸地のはげしい浸蝕が行われず、また砂鉄粒の選別揺動運動が微弱であつたために、濃集鉱床を形成しなかつたものとみられる。一方、倉岡川の南部地区では、一ノ坂附近の粗粒砂岩、礫岩の発達が示すように、後背山地が急速に隆起したために、陸地の急激な浸蝕と、砂鉄濃集に適當した選別揺動運動が行われ、富鉄鉱床が堆積したものであろう。なお、最優勢鉱床である一ノ坂鉱床が、倉岡川の沈降凹地に接る隆起帯の縁辺部に位置していることは興味深い。また主要鉱床は、一ノ坂 二、三番鉄層から構成され、しかも、これらは一定層準に限定して胚胎していることは、砂鉄鉱床を形成するための基盤揺動運動が、一定期間に限られたためと判断される。一ノ坂鉱床は、底田鉱床群と同じような堆積環境にあつた可能性が強く、一ノ坂附近の砂鉄母層（市ノ渡層）が、砂岩、礫岩、泥岩などに富み、また、亜炭が挟まれるなど、底田砂岩・礫岩部層の岩相と極めて類似するので、矢張り三角洲堆積物に由来するものではなからうか。最後に一ノ坂鉱床が、底田鉱床群に比して、規模、品質ともに劣る理由は、前者の堆積時には砂鉄の濃集選別のための基盤の揺動運動が、一定の短期間しか行われなかつたことのほかに、砂鉄の供給源が乏しかつたことも原因しているものと考ええる。

底田鉄床群 本鉄床群は、底田砂岩・礫岩部層中に胚胎し、窟児平、底田、治部袋の三鉄床から構成されるが、これらのうち、天間林鉄業所では、主として底田鉄床を、坑道および試錐により開発している。

清水目層形成期に入ると、地域には衝上性撓曲運動が動きはじめたが、この運動が終始底田鉄床群の堆積を規制している。その運動力は初期には微弱であつて次第に強くなつていつたようであるが本運動が白石集塊岩の隆起をもたらしした。この隆起にともない、激しい浸蝕作用が起つた。この浸蝕の結果生成した碎屑物が、河川により運搬されて、河口附近に三角洲堆積物を形成した。すなわち砂鉄粒は、これら碎屑物が河川による運搬の途中と海盆内に注入する際に、篩別作用により淘汰選別され底田砂岩・礫岩部層中に砂鉄鉄層を形成したものと解釈される。底田鉄床群は、河川流路の移動にともない、初期の堆積産物である窟児平鉄床から底田鉄床へ、さらに末期の堆積産物である治部袋鉄床へと、順次堆積の座を変化している。これらのうち、中間堆積物である底田鉄床が最も富鉄床をなし、初期堆積産物の窟児平鉄床、末期の治部袋鉄床の順に、規模、品質ともに低下しているが、これは底田鉄床群を形成した一連の砂鉄堆積環境の消長を示すものである。先ず窟児平鉄床堆積当時は、一時的には砂鉄堆積に好環境の時期もあつた。しかし、海盆の沈降が優勢となつて、底田鉄床へと堆積の座が移り、しばらく砂鉄堆積に最適の好環境がつづいたが、結局隆起と沈降との均衡が破れて、末期の治部袋鉄床へと堆積の座を移動していつた。この治部袋鉄床堆積当時は、白石集塊岩の隆起が激しくなるにつれて、古七戸海盆の沈降が著しくなつた結果、砂鉄堆積に不良環境をもたらし、その鉄床規模は小さくなり、砂鉄の品質もまた低下したものであろう。

底田鉄床は、白石集塊岩の隆起の中心を逸れた、その南末端部附近の前縁部に賦存しているが、この末端部付近は最も不安定地帯であつたと考えられ、砂鉄を淘汰選別するために、河川の勾配が効果的な揺動機構をそなえていたものと判断する（第2図）。すなわち、

基盤が頻繁な揺動を反覆して、規模、品質ともに優勢な底田鈹床を堆積したもので、13枚の砂鉄鈹層が、北部と南部にわかれて存在するが、巨視的にみれば、これらは同一堆積盆地の堆積産物とみられる。しかし、微視的にみると、微妙な変化が認められ、古い鈹層の上に新しい鈹層が、その一部を重複或は隣接して賦存し、転々と堆積の座を変えているが、これらは河口の小移動による転移と、河川の水流の変化に伴う現象と思われる。また、各鈹層間の層間距離が、西より東に向い、あるいは南より北に向い増大している。これは、東西方向では、東方におもむくにつれて、沈降量の大きい海盆の中心に向い、南北方向では、北方におもむくにしたがい、白石集塊岩の隆起の中心に近づくから、その前縁盆地の沈降量が大きくなるので、夫々層間距離の増大となつて反映したものであろう。この事実、また海盆内の水流の方向が南西より北東方向へと流れていたことを示唆している。次に、砂鉄鈹層は、一般に砂岩、礫岩にはじまり、偽層状砂鉄、板状砂鉄、塊状砂鉄の順序にかさなり、凝灰岩、泥岩（しばしば炭化流木を含む亜炭を伴う）に終る一連の輪廻を示す傾向があるが、これらは三角洲堆積物を構成する底面層（Bottomset）、前面層（Foreset）あるいは頂上層（Topset）に該当する証拠が多い。

2. 砂鉄鈹床にみられ撓曲構造 底田鈹床が撓曲構造を示して、その西端が急傾斜をなし、東部の地下で緩傾斜をなすことは、前述したとおりである。この急傾斜鈹層は、砂鉄粒の安息角をはるかに越えているので、隆起運動をともないつつ、堆積が進行したと解釈することは困難である。また、砂鉄鈹層および砂鉄母層の状態を観察しても、砂鉄が堆積固結した後に褶曲運動が行われて、撓曲構造を形成したものとするには無理がある。このようにみえてくると、この撓曲構造は、砂鉄鈹層が堆積して、未だ可塑性の状態にあつたときに働いた、底田撓曲運動に起因すると考えるのが妥当である。この場合、白石集塊岩の隆起が拡大すれば、汀線であつた隆起と沈降との境界附近にあたる底田砂岩・礫岩部層の西端部が、最も不安定であり、隆起の影響を受けやすいことが当然考えられる。したがって、砂鉄鈹層が堆積して間もない可塑性にあつた状態のときに、白石集塊岩が隆起したために、これらの脆弱部にあつた鈹層の西端がひきずられて、著しい撓曲構造を示すに至つたものであろう。この際、白石集塊岩の隆起運動は、岩体全部が一様な上昇過程をたどつたものではなく、その途中では局部的に上昇力が異つていたために、部分的に小隆起あるいは小沈降を繰返しながら、隆起していつたに違いない。たとえば、第4層準にある北部の第2鈹層と南部の第8鈹層にみるように、同一層準にあつても、鈹層の撓曲形態が夫々異つていること、また第2鈹層のように、同鈹層内でも局部的に撓曲度を異にしていることなどは部分的な小隆起があつたことを物語っている。なお、この撓曲構造の極端な場合は、第2鈹層のように、砂鉄母層および鈹層が逆転している（第5図）。これは、隆起に際して急速に働いた上昇力が、地表で解放されたために、力の均衡が破れ、砂鉄母層自体の重量により、母層および鈹層が逆転構造を示すに至つたものであろう。

D. 砂鉄の堆積環境に関する一考察

砂鉄の堆積環境およびその機構については未だ定説がないが、現世の海岸砂鉄は一般に潮干帯に形成された汀線打上型と考えられおり、海底に濃集している砂鉄粒が、沿岸の気象、風波の方向と強さおよび周期、沿海流、海岸ならびに海底地形などに支配され、汀線附近に打上げられたものとされている。地質時代の砂鉄も、現世の海岸砂鉄とその産状が

似ているので、これと類似の環境で堆積したものと推定しているが、地質時代の砂鉄には炭質物を随伴する点で、特殊な堆積環境にあつたのではないかと注目している者（服部，1960）もある。筆者は、本地域をはじめとして、三、四の山砂鉄を検討した結果、河口堆積物起源を支持する、次の諸現象が認められることに気がついた。

1. 砂鉄産地の後背山地が、多量の碎屑物を供給し、また碎屑物から砂鉄粒を淘汰選別するのに、揺動運動が行われやすい基盤の隆起地帯に位置していること。……青森県天間林、宮城県蒲沢鉱床（斎藤，1957，1958）（以上鮮新世）、フィリピン・ルソン島北部 Dilalongan 地区（斎藤・村上，1963）（更新世）
2. 砂鉄鉱床が、河口堆積物の生長に適した、沿海流の影響が少ない静穏海盆あるいは湾入海岸に賦存していること。……青森県天間林、宮城県蒲沢鉱床（斎藤，1958；谷・斎藤，1961）（以上鮮新世）、北海道噴火湾および尻岸内（服部，1960）青森県島守、是川地区（北・五十嵐，1956）（以上更新世）
3. 砂鉄鉱層が、下部から砂岩、礫岩偽層状砂鉄、板状砂鉄、塊状砂鉄；凝灰岩、泥岩（しばしば炭質物をはさむ）に終る三角洲堆積物を暗示する一連の堆積輪廻を示すこと。……青森県天間林、宮城県蒲沢鉱床（斎藤，1958）（鮮新世）
4. 砂鉄鉱床に有機質粘土又は炭質物を随伴する例がみられること。……群馬県中之条、山梨県猿橋、山口県黄波戸地区（服部，1960）（以上中新世）；青森県天間林、宮城県蒲沢鉱床（斎藤，1958）（以上鮮新世）、青森県岩屋鉱床（斎藤，1964）千葉県松尾町附近（服部 1960）（以上更新世）

これらの諸事実は、地質時代の砂鉄が、一ノ坂および底田鉱床群と類似の堆積環境である河口堆積物型起源であることを示唆している。とくに、堆積輪廻が認められ、炭質物を伴う点は、現世海岸砂鉄にはほとんどみられない現象で、河口堆積物の特徴を示すものと判断する。現世の主な汀線打上型海岸砂鉄産地は、その背後に段丘砂鉄地帯をひかえ、前面には海底砂鉄を産する場合が多い。この海底砂鉄は、後背山地から由来した砂鉄粒と、段丘砂鉄鉱床から分離逸脱した砂鉄粒とが混合存在しているものと思われるので、現世汀線打上型砂鉄と河口堆積物型の段丘砂鉄とは、本質的にその堆積環境を異にする場合が多いのではあるまいか。青森県下北半島の岩屋鉱床およびこの附近の現世海岸砂鉄、野牛沼の湖成砂鉄（斎藤，1964）あるいは各地の海底砂鉄には、河口、小さい沢の入口部などに鉱床が賦存し、また、これらを中心として濃集部を形成する例が認められ、また北海道北乗津、千葉県飯岡蛇園（服部 1960）附近の現世砂鉄には有機質粘土を随伴することが報告されているが、これらは、現世砂鉄にも河口堆積物型鉱床の存在を示唆している。要するに砂鉄鉱床の堆積環境には、汀線打上型と河口堆積物型との二種の型式があり、地質時代の砂鉄の堆積環境から帰納的に考えると、後者の方が前者よりも優勢鉱床を形成し、かつ一般的な堆積環境ではないだろうか。

このように、河口堆積物型起源を主体に砂鉄の堆積環境をみる場合、砂鉄の供給源も必然的に後背山地に求めることになる。宮城県蒲沢鉱床（斎藤，1958）のイルメナイト砂が、直ぐ後背地から供給されたことは明らかであり、またわが国の主なる砂鉄産地が、火山地帯の前面地域またはその附近に位置し、砂鉄の供給源が火山構成物にあることを暗示しているが、これらは砂鉄が後背地から由来したことを例証するものと考えられる。

いずれにしても、砂鉄の堆積環境およびその機構については、複雑な問題を包含して

り、今後さらに詳しく検討した上、別途に報告することにした。

4. 結 言

1. 本地域における砂鉄鉱床の堆積は、中新世に属する前小坪川層形成期、小坪川層形成期をとおりて活動した、北西～南東方向の上田断層の造構運動に速因を発生している。その運動は、断層の南西側が隆起し、その北東側が傾動沈降したもので、この沈降の中心部および本断層きわには白石集塊岩が堆積した。
2. 白石集塊岩は、水平方向への岩変相化が著しく、小坪川層の砂岩、泥岩、凝灰岩などに移化している。白石集塊岩の噴出機構は、噴出と沈降を繰返ししながら、厚層をなして堆積したものであつて、その噴出孔は東西性裂力が関係した。
3. 市ノ渡層形成期には、その西部山地が沈降から隆起に転化し、隆起帯の前縁盆地の狭小な範囲に市ノ渡層が堆積した。この隆起は差別的昇降運動の性格を帯びていたので、市ノ渡の層厚層は地区ごとに变化している。
4. 清水目層形成期には、東から西方向の“底田撓曲運動”が働き、白石集塊岩を中心とした西部山地が隆起し、東部が沈降した。清水目層および底田砂岩・礫岩部層は、この運動に規制されてその前縁海盆に堆積したもので、白石集塊岩は、更新世を経て現在まで、なお隆起を続けている。
5. 内湾停滞水型の浅海相を示す清水目層は、汽水相である底田砂岩・礫岩部層と指交している。底田砂岩・礫岩部層は、白石集塊岩の隆起に関係して形成された三角洲堆積物であつて、その南前縁部の古七戸海盆に堆積し、特異な分布と岩質を示している。
6. 砂鉄鉱床には、市ノ渡層および底田砂岩・礫岩部層を夫々母層とする、一ノ坂鉱床および底田鉱床群がある。
7. 一ノ坂鉱床は、規模が小さく、品質も劣勢であつて、三角洲堆積物中に濃集した砂鉄とみられるが、これを支持する積極的な資料にとほしく、更に検討を要する。
8. 底田鉱床群は、白石集塊岩の隆起運動と、密接に関係して堆積している。すなわち、白石集塊岩の隆起に伴い、盛んに浸蝕が行われ碎屑物が生成した。河川により運ばれたこれら碎屑物から淘汰選別された砂鉄粒は、古七戸海盆に流入し、三角洲堆積物中に濃集鉱床を形成した。この際基盤の揺動運動に伴い、河川が移動したので、点々と堆積の座が変つた結果、底田鉱床群の窪見平、底田、治部袋鉱床が堆積したが、これらのうち、底田鉱床がもつとも砂鉄堆積に好環境にあつたので、規模品質ともに優勢である。
9. 底田鉱床の砂鉄鉱層には、三角堆積物の基底層、前庭層、頂上層を示唆する堆積輪廻がみられるようである。
10. 底田鉱床が示す撓曲構造は、“底田撓曲”運動にともなう白石集塊岩の隆起の産物である。すなわち、砂鉄鉱層が堆積して間もない、未だ可塑性の状態にあつた当時に、白石集塊岩が隆起し、隆起と沈降の境界に位置していた鉱床西端部が、局所的に隆起に引ずられて撓曲したものである。
11. 地質時代の砂鉄鉱床の堆積環境は、河口堆積物を示唆する証拠が多い。これにふえんして、現世砂鉄には、汀線打上型のほかに河口堆積物型砂鉄鉱床が存在することが予想される。

引用文献

- 鎮西清高 (1958), 北上山地北端部鮮新統の層序, 地質雑, **64**, 526~536.
- 服部富雄 (1960), 地質時代の砂鉄, 本邦の含チタン砂鉄資源, 地質調査所, 24~25.
- 岩井淳一 (1963), 青森地質図, 青森県
- , 鈴木養身 (1957), 上北郡北部地区, 青森県油田調査報告書, 青森県, 1~11.
- 北 卓治, 五十嵐俊雄 (1956), 青森県八戸地区, 未利用鉄資源 **2**, 115.
- , 丸山修司 (1958), 青森県東部北陵地区, 未利用鉄資源, **5**, 48~54.
- 北村 信 (1963), 青森県の第三系, 下北半島東部地域, 青森県地質説明書, 青森県, 59.
- 中川久夫 (1963), 青森県の第四系, 青森県地質説明書, 青森県, 7.
- 小川泰司, 斎藤洋彦 (1958), 天間林鉱山地質鉄床精査, 未利用鉄資源 **5**, 68~69.
- 大木 恒, 牧千代太郎, 斎藤洋彦, 富村裕之, 飯塚 浩 (1955), 天満鉱山北部地域地質鉄床概査, 未利用鉄資源 **2**, 55~57.
- 大西 弘, 友田吉澄 (1962), 青森県東部鮮新世の砂鉄鉱床, 鉱山地質, **12**, 270~281.
- 斎藤洋彦 (1957), 宮城県蒲沢鉱山の地質鉄床 (要旨), 鉱山地質, **7**, 7.
- (1958), 宮城県蒲沢砂イルメナイト鉄床の堆積環境とその堆積機構, (未公表).
- (1964), 青森県七戸地域の山砂鉄鉱床 (要旨), 鉱山地質, **14**, 63~65.
- (1964), 青森県岩屋砂鉄鉱山の地質鉄床 (未公表), 川鉄鉱業 (株) 社内資料
- , 村上 勲, (1963), フィリビンの砂鉄鉄床 (未公表), 川鉄鉱業 (株) 社内資料.
- , 富村裕之, 柿沼幹次 (1956), 天満鉱山北部地域地質鉄床精査, 未利用鉄資源 **3**, 55~57.
- 柴崎達夫, 青木 滋, 小松直幹, 大森隆一郎, 藤田至則 (1958), 青森県 下北半島南部の地質と地下水 (藤本教授還歴記念論文集).
- 谷 正己, 斎藤洋彦 (1961), 宮城県蒲沢鉱山周辺地域の含チタン砂鉄鉄床, 地調月報, **12**, 207~220.
- 渡辺萬次郎, 竹内常彦 (1944), 青森県天間林鉱山附近の砂鉄鉄床, (I), (II), 岩鉄, **31**, 177~188, 197~206.