

青森象の層準について

湊 正 雄* 深 田 淳 夫*

I 緒 言 II 地層各節 III 對 比

I 緒 言

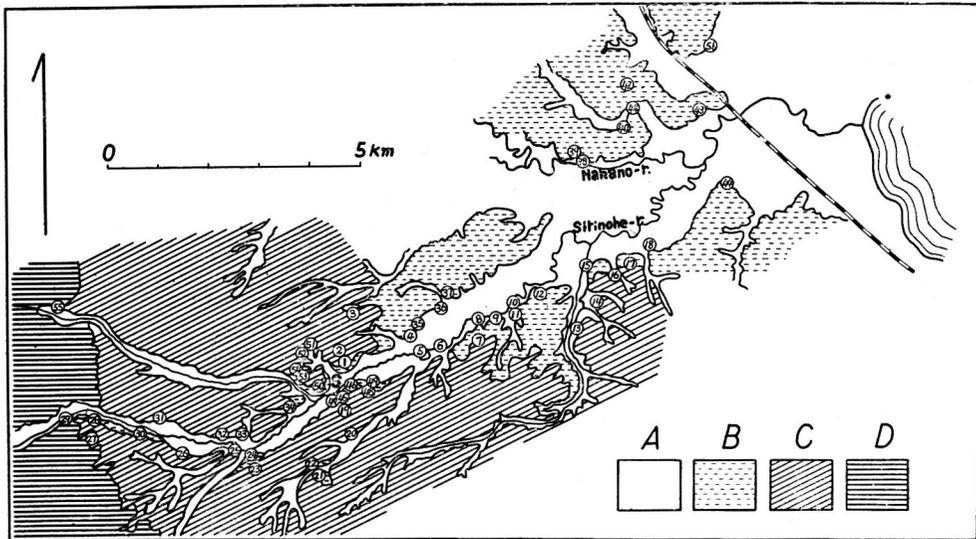
青森縣上北郡七戸町の町はづれを流れる七戸川に於て今から約30年前の夏に、水浴中の子供達は、ふと岸邊の崖に突出している異様なものに気がつき、發掘してみたが、それは象牙であつた。この子供達の中には、現在の七戸町助役和田勇氏もおられた。その正確な場所は天神洞の眞下である。

象牙に引きつづいて、殆んど象一個體分の主要な骨格の殆んどすべてが採掘されたいのであるが、各人思

い思いに持ち去つたため、今では全く分散して、此の貴重な化石象の大部分は行方不明である。たゞ故あつて、東京農大に藏せられた右下顎骨、右下顎齒、右牙、左尺骨竝に骨の破片數個のみが、後年、徳永重康、高井冬二兩氏^りによつて、研究記載されたにすぎない。

筆者等は、1948年青森縣廳の依頼でこの地方の一般的地質調査に従事した折、約一週間に此の地に過し、更に湊は、1949年夏、旬日にわたつて、補助的な調査にあつたが、その時、問題の化石象の層準に就いても知見を新にすることが出来たので、茲に報告する。現地の記述に當り、御教示を添りした小川雨田雄學士に深謝の意を表する。

(第 1 圖)



青森縣七ノ戸町近傍地質概念圖 A: 沖積層 B: 七ノ戸層 C: 倉石層 D: 第三系 (番號は實際に觀察を行へる處節)

*北海道大學理學部地質學礦物學教室

- 1) 徳永重康 (1936): 青森縣七戸町附近の地質と出土の象化石 地質雜 Vol. 48, p. 67.
S. Tokunaga & F. Takai (1936): On a Fossil Elephant *Palaeorodon aomoriensis* from Shichinohe, Kamikitagun, Aomori Prefecture, Japan. 地質雜 Vol. 43, p. 254.

II 地 層 各 節

i) 序說 七戸町近傍の地質構成は、第1圖の地質圖及第1表に示せるごとくである。始めに、七戸附近一帯の地形について、簡単に述べる必要があるが、大區分的に(イ)山地、(ロ)段丘を構成する低夷なる丘陵地及

び(ハ)是等を侵蝕する河川系の沿岸に發達する沖積地の三つに大分される。

(第 1 表)

沖積層	火山灰層		
	河成氾濫原堆積物	不整合	
	氾濫原中の低位段丘堆積物	不整合	
上部洪積層	段丘砂礫層 (河成段丘堆積物)	不整合	
	倉石層 土田火山泥流噴出物	不整合	
	七の戸層	砂礫層, 火山灰層, 輕石層 七の戸象, Meniyanthes, 粘土(ハロイサイト化している) 亞炭, Oatrea	
		亞炭層, 泥炭層	不整合
	第三紀層	淡綠色凝灰岩, 集塊岩, 暗色砂質頁岩, 安山岩質岩脈	

(イ) 山地とは、地域の西方を占めるもので、主として火山岩、火山岩質碎屑層より成る第三系によつて構成され、高度 200~300 m に及び、著しく解析され、東方の丘陵地とは、東方小川原沼方面より遠望すればいちぢるしい對照を示している。

(ロ) の丘陵地の高度は東方沼崎方面では 30~50 m 内外であるが、西方に向つて次第に高まり、七の戸町近傍では、50 m 内外になり、西方の山地に近づけば、漸次 65~75 m 内外とゆう一連の平坦面を構成するものであつて、七の戸川、中野川及び是らの川の小支流の形成する沖積地とは急崖を以て接している。この丘陵地帯を構成する地質構成は、後述の如き、七の戸層、倉石層及び段丘砂礫層などである。

ii) 第三紀層 淡綠色凝灰岩及暗色砂質頁岩の互層、集塊岩、安山岩質岩脈等より成る。

三浦山牧場の南方に於ては、角礫質凝灰岩、白色凝灰質頁岩等の薄互層より成り、N 13° W. 70° W の走向傾斜をもつている。山館方面では、綠色凝灰岩及集塊岩より成り、之を安山岩質の脈岩が貫いている。和田南方にも七の戸層に直接不整合に被覆されて、第三紀層が露出するが、これは綠色凝灰岩である。

以上の如く片々たる露出の觀察にすぎないが、おそらく綠色凝灰岩層として一括する可きものであろう。

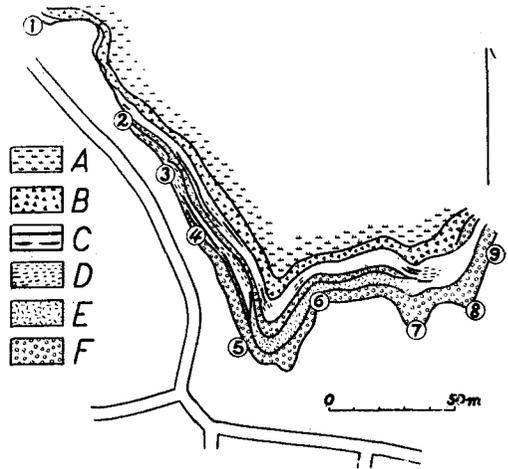
iii) 七の戸層 七の戸層の基底は、前述の如く和田部落南方和田橋附近に於いて、明かなる不整合を以て、第三紀綠色凝灰岩を被覆している。基底は徑 20 cm 内外の安山岩礫を主體とする厚さ 2.5 m の累層より成る。更にその上方は、約 90 cm 内外の火山灰質砂岩をのせている。この上には不整合に、泥炭層を基底とする倉石

層がみられるが、之は輕石の大塊を含み、焼けた樹幹を含む火山灰を主體とする火山泥流噴出物である。

七の戸層の標準的な層序は、七の戸町周辺の段丘面下の崖で觀察される(第 2 圖及第 3 圖)。即ち礫層、火山灰層を主要構成因とし、泥岩層及び亞炭層を介在せしめている。この層序については少しく、くわしくのべる。

イ) 最下位は厚さ約 3 m の礫層より成る。礫は火山岩類より成り、他に第三紀層を構成せる頁岩、砂岩の礫層を含む。礫層は時に砂層をはさみ、一般に酸化鐵により褐色を呈する。

(第 2 圖)



七の戸町、新地亞方の地質概念圖

A: 表土 B: 倉石層 C: 亞炭層相 D: ハロイサイト化せる火山灰相 E: 火山灰相 F: 砂礫相 (番號は第 3 圖の番號に對應する)

ロ) 此の上には、厚さ 1 m の茶褐色の泥炭質の粘土層が来る。その上部には判然たる泥炭層のくることがあ

る。これには甲虫とか、種々の植物の破片を含む。

ハ) 此の上位には、厚さ約2mの火山灰質の累層が来る。多くの場所では (Halosite)* に變つているし Loc-3 でみられる如く一部では此の下に侵蝕間隙のみられることがある。勿論之は層理面の一形式にすぎないのであつて、不整合を證明するものではない。

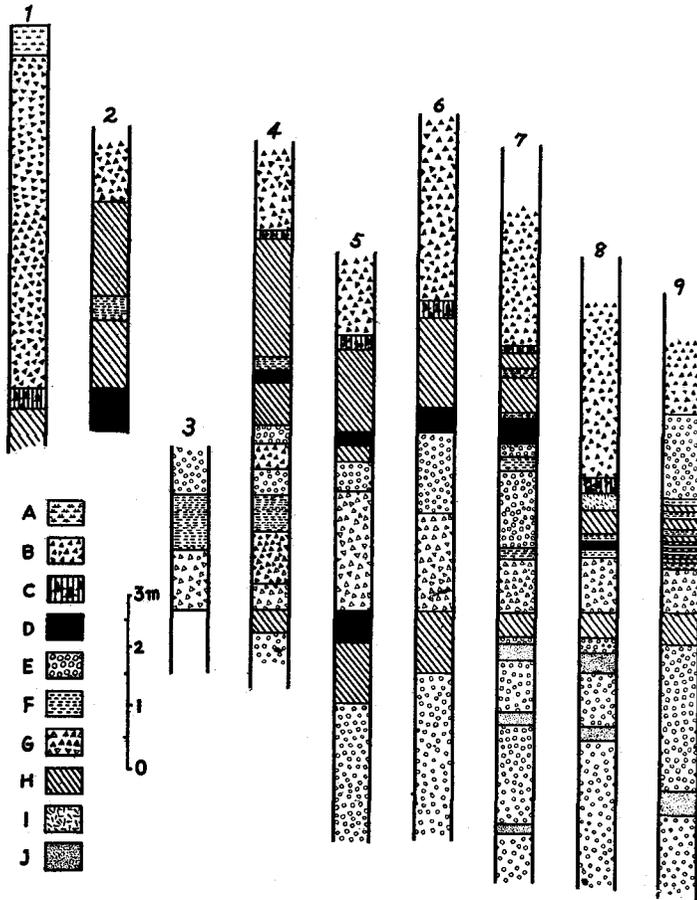
この累層の中には、この他にも一部ハロイサイトしている部分があるが、その部分は、亜炭層と薄互層してい

る部分に多いことは注目される。

ニ) 此の上位には厚さ約1m内外の礫層がくる。時に薄失することもあり、その性質は(イ)に異らないが、泥炭の層をはさむことがある。

ホ) 此の更に上位には厚さ約3m内外の泥炭を介する茶褐色の粘土層がくる。この中には、Loc. 1×)に於て、ホウセンジグルミ (*Juglans hosenjian*) を得た。この層準にもハロイサイトがみられる。

(第 3 圖)



七ノ戸町、新地西方の地質柱狀概念圖

A: 表土 B: 倉石層 C: 倉石層基底 (含幹を含む部分) D: 亜炭相 E: 砂礫層
F: ハロイサイト化せる火山灰 G: 黄褐色火山灰 H: 黒褐色粘土 I: 火山灰 J: 砂層

(第 4 圖)



七ノ戸町天神洞、許森象産出地の地質柱狀概念圖 (符號と縦尺は第3圖に同じ)

ついで七の戸象を産出した天神洞について述べると上から次の如くである。(第4圖) 象化石産出の位置は、第4圖の柱狀圖の × 印に當る層準であることを、發掘者の一人、七の戸町在住の和田勇氏によつて確認されている。

さて七の戸層を廣域的に追跡すると第1圖に示す如き廣範な分布を示すのであるが、水平的の相の變化は、はげしいが大體何れの個所に於ても、礫層を介する砂層、泥層より成るのが普通である。今實際に觀察せる場所は

*ハロイサイト

×) 第2圖参照。

青森象の層準について

Loc. 3 以下 Loc. 58*) に至るまでである。

特筆に値するのは、Loc. 17 に於て *Ostrea* の破片の集積せる化石床型の地層がみられることと、Loc. 41, Loc. 51 方面では、稍々厚層の亜炭層の介在することとである。Loc. 41, Loc. 57 は何れも明治年間に探掘されたこともあつて、坑道は保存されている。細かい地質性状は必ずしも一致しないが、七の戸町近傍の Loc. 1 等のそれに大體類似している。

(第 2 表)

Loc. 41 鉢森南本坑入口の柱状断面

表 土：黒 土	
砂 層：	濱砂を思はせるもの、暗褐色、偽層著るし、2 m
礫 層：	5 cm
砂 層：	小周期偽層 1 m
泥 層：	12 cm
砂 層：	12 cm
泥 層：	暗褐色、粘土質 23 cm
砂 層：	特にルーズなもの 2.5 m
亜炭層：	2 cm
粘土層：	青灰色 50 cm
火山灰層：	25 cm
亜炭層：	20 cm
砂 層：	40 cm
亜炭層：	80 cm 特に <i>Meniyanthes</i> の種子に富む。
粘土層：	70 cm

この亜炭層をみると禾本科植物の莖、葉、根等の破片が非常に多く、時に甲虫とおぼしき昆虫の破片やその他植物の遺骸にとむが、特に注目されるのは、みつがしわ (*Meniyanthes trifoliata*) の種子の多量に含まれていることである。この種子は Loc. 41, 57 の坑道に於て極めて容易に採集しうるものである。斯くて、七の戸象は、先に矢部長克博士²⁾が報告せる如く、*Meniyanthes* の層準と同一の七の戸層内のものであるとゆうことは確認され、同時にこの層準中に、七の戸町のハロイサイト粘土を含むことが判明した次第である。

iv) 倉石層 この地層を構成するものは 15 cm 位

x) Loc. 14 の北西方、主要道路に面して砂利層下に腕足類をふくむ凝灰質粘土層あり。之の層位的所屬は明にしえないでいる。その他第 1 圖の番號記入箇處は實際に野外観察を行つたところである。

2) 矢部長克 (1947)：江古田松柏科植物化石層の地質學上の意義、地質雜、Vol. 53. p. 104.

以下の軽石、火山岩の小塊、火山岩砂、火山灰などで、たゞ一般に未凝固である。おそらく火山泥流の如き、噴出物層であるとみられる。水中に於て、淘汰をうけたとみられる點は見當らない。むしろ包含する多量の樹幹は天然木炭となつており、噴出に際して途中の植生をおし倒して、熱の放出のすまない中に、むしろやしにしたとみられるような状態を示しているから、純粹の火山噴出物とみるのが正しいであろう。厚さは 3 米位であるが變化にとみ、三戸郡倉石村地方では可成厚くなつてゐる。侵蝕に際しては造崖性で、時に惡地形を作つてゐる。分布の範圍は七の戸地方では寧ろせまく、三の戸郡一帯に於ては廣く發達している。何れの地方に於ても、洪積世段丘の最低位のものに切れ、下位層たる七の戸とは、時に整合的にみられるが、むしろ著しい侵蝕間隙を示すのが普通であつて、それを實見しうる場所は、枚舉にいとまがない。そこでこの間隙を、先倉石間隙とよんでおく。

v) 段丘礫層 この分布は限られている。七の戸川に沿ひ Loc 30 及 49 において確認したのみである。しかし露出の不良な時は、七の戸層中の礫層と區別しがたいから、正確な分布範圍を定めることは難しい。一般に偽層が著しく、水流の影響が大きい堆積物である。おそらく氾濫原の堆積物であろう。みた範圍では厚さは 4 m 以下で、通常倉石層を不整合に被覆し、時に直接七の戸層上に横はる。上位には極めて新期の火山灰層をみることがある。

vi) 沖積層 特別にのべることはないが、七の戸層、倉石層、段丘礫層より構成される段丘面の直接下の氾濫原を構成するもので、此の中に、現河原の面より 5 m 高い低表面が保存されていることがある。それを構成するものは色々の砂利層であつて、現在の河原の堆積物と異なる。是を特に氾濫原中の低位段丘堆積物として區分しておく。恐らく早期沖積世の生成として取扱つて差支えないであらう。火山灰層は全く現在の地形の完成後のものであり、丘陵地にも氾濫原にも、至る所にみられるが、洗い去られて保存されない所もある。風化の著しい場合は、倉石層と區別困難であつて、地形圖上に、正しくその分布を示すことは、土壤調査を併せ施行するのなければ、殆んど不可能である。

III 對 比

以上により、從來推定された如く、七の戸象が *Meniyanthes* 植物群と同層準であつて、此の地方の洪積紀最低位の段丘面下果層中に含まれるものであるとゆうこと

は正しい。そこでこの事実と、歯牙の形態の示す進化系列からいつて、七の戸象は、洪積世末葉のものならんとする哺乳動物化石専攻者の推定を、假りにそのまま容認し、七の戸象を含む累層が、新期洪積世のものとしても、此の累層の上には、倉石層及び段丘礫層のあることを確認しなければならぬのである。前述の如く、七の戸層には、*Juglans hosenjiana* が含まれる。是は下末吉の寶泉寺に始めて知られ、一般には下部洪積世とされている地層から産出するのを普通としているが、是を以て直ちに對比をすすめることは無論出来ない。段丘礫層は、段丘面生成の以前に、或る氣候的な条件によつてもたらされたものであり、この低夷平坦面の生成に先立つて、必ずしも多くの時間的経過があつたとしなくてもよい。けれどもこの段丘礫層と七の戸層の間にくる倉石層なるエピソードのあつたことは可成り重要な事實であらう。

茲で一寸大膽にすぎるけれども、此の先倉石間隙に重點をおき、關東地方の洪積層と對比をすすめるとすれば立川階下の不整合が考えられる。若しこれが承認されるならば、江古田植物群が、七の戸地方の *Meniyanthes* 植

物群（七の戸象の層準）とは若干のづれがあると結論されることになる。蓋し江古田植物群は、傳えられる所によれば、大塚博士によつて關東ローム以後沖積世以前とみなされているからである。われわれはこれをたしかめる爲に、東京の江古田附近をさまよつたが、地理不案内で果し得なかつた。しかし乍ら、關東ローム層の生成、倉石層の生成以後この累層の分布した地域では、一時の間とはいへ、可成不毛の時期があつた。このような點についても對比上、考慮してみる必要がある。しかし乍ら若し、大塚博士の所見が正しいならば、*Meniyanthes* 植物群から江古田植物群によつて示される時代までが——ローム層や倉石層を夾む——Wärm 氷期に相應するとゆうことになるであらう。

附記 十和田湖のカルデラ壁生成は倉石層直後らしい證がある。十和田カルデラのみならず、八甲田、支笏、クツシャロなどについても、その生成時代について、筆者の一人湊は既に一定見をもつて至つてゐる。是については後述べる所存である。

岩石中の微量成分ウラニウムの意義と測定法

(早瀬 一)

岩石中に微量に存在するUを測定する目的は大別すると次の二つである。(I) 岩石中の U—Ra の平衡量が従来信ぜられている如く 3.4×10^{-7} であるか否かを確かめるためである。Ra は非常に微量であるに拘らずその強放射能的特性のため比較的容易にしかも正確に測定出来るがUはその放射能の微弱なためにRaよりも著しく多く存在するのに測定されたものは比較的少い。若し岩石中の微量のUがRa程度に正確に測定され得たならば U—Ra の Magma, Lava 中に於ける平衡關係ひいてはそれらの起源的な問題にも新しいとぐちを見出し得る可能性があるが微量の測定Uのやゝ不確實な點。はん雑な化學操作の點でさまたげられている。地球化學に於て既に水圏で問題になつてゐる如く岩圏に於ける U—Ra の現實の平衡は興味ある問題である。(II) 火成岩に於て 10^6 年より古いものでは U—Ra は平衡に達し兩者の比が $1 : 3.4 \times 10^{-7}$ であるという放射能平衡が完全にあてはまるとき 10^6 年よりも若い火成岩ではUに對してRaは平衡量より少く従つて U—Ra 兩者を測定して岩石の年齢を測定する。かゝる場合に岩石中の微量Uの測定が必要である。

岩石中の微量Uの定量法は現在三つに大別される。

(A) 間接法。岩石が 10^6 年よりも古く U—Ra が平

衡状態にあると考へられるものについて Ra を測定しこれと平衡量にある U の量を算出する方法である。(B) 直接計數法。Urry (1941) が測定している方法で岩石中より種々の共沈剤を用いてUのみを抽出し、他の放射性物質をのぞく。Uの含有量は α 計數管により知る。(C) Uの微量螢光分析。微量Uを NaF 中に混じ Beads として紫外線に照らすと著しい黄色螢光を發しこの反應はU特有のものであり他に同種のものほとんどないということは古くより知られていたことであるがこれをUの微量定量に用いたのは Hernegger で、海水中の微量Uを定量した。(B)の方法は(c)に比較すると極めて近代的ではあるがその分離操作が極めて複雑でその上弱放射性物質であるUと強放射性物質を分離し、前者を計數管で α 測定するという點に危険がある。(C)に於てはかゝる心配はなく特に Hernegger の實驗によると $U 10^2 \text{g/g}$ の含有量前後で螢光と含有量がよく比例するという。以上の如く岩石中の微量Uの測定は現在のところ(c)が最も信用出来るもので最近ではお茶の水女子大學、中西正城氏が此の方法を改良されて諸種の物質について微量Uを定量されている。筆者も現在中西氏の方法で花崗岩その他の岩石中の微量Uを測定中である。