化石研究会会誌　特別号　第 4 号　46-49

6．忠類ナウマンゾウ発掘地点の堆積環境とその変化

Variations of the depositional environment around the excavated site of *Palaeoloxodon naumanni* at Churui-Bansei, Hokkaido, Japan

里口保文*

Yasufumi Satoguchi

1．はじめに

1969（昭和 44）年にナウマンゾウ化石が発見された北海道忠類村（現，幕別町）では，その発掘調査に伴って，周辺地域を含めた地質調査が行われた（十勝団体研究会，1971 など）．これらの調査は，ナウマンゾウが生息していた時代や堆積環境等の古環境を復原する上で重要な資料を提供している．その後には，発掘調査当初から議論の分かれていた年代（松井ほか，1978）についての再検討がある（赤松・奥村，1996 など）ものの，周辺環境についての議論はほとんどない．このような当時の気候や周辺環境などの推定は，単にナウマンゾウが生きていた時代の忠類周辺の環境復原を行うのみならず，気候変動に伴って動植物がどのようにその分布を変化させたのかを知る上で，またナウマンゾウがどのような環境に生息していたのかを詳しく知る上でも重要といえる．

忠類におけるナウマンゾウ化石が発掘された地点において，その産出年代の再検討および周辺環境を明らかにする目的で 2007 年および 2008 年に再調査が行われた．その調査では，化石産出層準より上位と下位層は産出地点北側の壁面において，また，発掘地点近くで，産出層を含めて下位層をトレンチ調査によって堆積層を観察および記載を行った．本論では，これら結果と，従来研究のデータから，本地域における堆積環境の復原およびその変化について検討を行った結果を報告する．

2．層相記載

全体的に，ほぼ礫を含む砂層ないし，礫層であるが，本地点対象層準の下部に有機質泥層，上部にローム層が発達する．これらの層相から本論では，大きくは，有機質泥層が卓越する下部層（−10.5 m より下位；崖のトップを 0 cm とした時の深さ，以下同様），中部層（−5.1 m〜−3.9 m），上部層（−3.9 m より上位）に区分し，さらに中部層は礫層の卓越層（−5.1 m〜−8.3 m）とその上位の泥層の卓越層（−5.1 m〜−3.9 m）に，上部層は礫層および砂層の卓越層（−3.9 m〜−2 m 付近）とその上位のロームおよび黒色土壌層（−2 m 付近より上位）に細分した．以下，下位層よりその層相について詳しく述べる．なお，本調査地における柱状図を第 6-1 図に示す．

第 6-1 図　調査地点の柱状図．矢印は古流向を示す．

*滋賀県立琵琶湖博物館
Lake Biwa Museum

下部層のうち北側の崖面地域（以下，H 19-1 断面）の最下位にある礫層（−10.5 m）は，最大径 90 mm の亜角礫ないし亜円礫を含む礫支持の礫層からなる．ナウマンゾウ化石を発掘した付近の南側トレンチ（以下，H 20-1 断面）のほぼ同層準では，最大径 60 mm の礫を含む細粒砂〜中粒砂層であり，一部層準では逆級化を示す．その上位は，主として礫支持の上方細粒化する礫層と，レンズ状に挟在する基質支持の礫層，径 10〜30 mm 程度の礫および細粒砂〜中粒砂を含む有機質泥層からなる．有機質泥層は，材化石や，植物片の濃集層を薄く挟む事がある．なお，下部層上部の有機質泥層はナウマンゾウ化石産出層準である第三泥炭層（十勝団体研究会，1971）であるが，十勝団体研究会（1971）でもこの有機質泥層を炭質粘土層として記載しており，「第三泥炭層」という名称は地層の特徴を表していない．礫層と有機質泥層の割合は，北側崖面ほど礫層が多く，H 20-1 断面では有機質泥層が厚くなる．また，H 19-1 断面で礫層である層準が，H 20-1 断面では砂層が卓越する．H 20-1 断面に見られる砂層は，逆級化している（第 6-2 図）．特に第三泥炭層に挟在する砂層は，極細粒砂〜細粒砂で逆級化をする層厚が 3 cm 程度でレンズ状の薄い砂層を挟在する（第 6-2 図 B）．上方への変化として，H 20-1 断面において，礫および砂層の挟在頻度が少なくなり，H 19-1 断面では砂や礫層の挟在は中部付近に集中している．

中部層の礫卓越層は，最大粒径が 50〜70 mm の亜円礫ないし亜角礫からなり，基質支持の礫層には角礫を含む事がある．礫支持の礫層は，基質が中粒砂ないし粗粒砂であり，斜交層理をともなう．基質支持の礫層は無層理で，レンズ状に挟在する礫混じり粒砂〜粗粒砂層には斜交層理が見られる．斜交層理から測定された古流向は，−8 m〜−7 m 付近が南ないし南東方向であり，−7 m〜−5 m 付近では北ないし北西方向が卓越する．ただし，−7 m〜−5 m 付近のものはレンズ状に挟在する礫混じり砂層である．上方への変化として，全体的な傾向は見られないが，最下位から数十 cm にわたっては粗粒化し，礫卓越層付近の上部では，単層の層厚が薄く，またレンズ状に挟在するようになる．

中部層の泥卓越層は，砂混じりの泥層と層厚が 0.5〜2 cm 程度の砂層の互層からなる．泥層に含まれる砂は極細粒砂〜細粒砂であり，砂層は細粒砂〜中粒砂からなる．−4.2 m 付近にある層厚が数 cm の有機質シルト層は，第一泥炭層（十勝団体研究会，1971）である．その上下位に火山灰層を挟み，この層準付近の砂混じり泥層は，薄い砂層を挟まない．このことは，上方への変化として，砂層としての層を挟まなくなる事を示している．

上部層の礫および砂卓越層は，下部で礫層が卓越し，その上位に粘土層（−3 m 付近）を挟んで砂層ないし礫混じり砂層が卓越する．礫層は基質支持と礫支持のものがあり，中粒砂〜細礫を基質とする事が多い．粘土層は，白色粘土が卓越し，中央に有機質泥層を挟む．礫層において，最も下位の礫層および−2.5 m 付近の礫層は，亜円礫ないし円礫からなり，その他の礫層は亜角礫ないし角礫からなる．礫層ないし礫混じり砂層から測定した古流向は，−3.4 m 付近は北東方向，−3.2 m 付近は南東方向で，−2.3 m 付近は南南西方向を向いている．

第 6-2 図　H 20-1 断面におけるナウマンゾウ化石産出層準付近の柱状図．
凡例は第 6-1 図に同じ．下方向の矢印は逆級化を示す．A は −10.5 m から −10.0 m の層準．B は −9.0 m〜−8.5 m の層準．

約−2 m より上位はローム層を主体とし，その上位の表層付近に黒色土壌層がある．ローム層は明褐色ないし褐色で，粒径 2.5 mm 程度の礫を含むことがある．また，テフラ層を挟む．黒色土壌層には植物の根跡が観察される．

3．堆積環境

(1)　堆積相の解釈

前述の層相記載に基づき，その堆積相の堆積環境について下位より検討する．

下部層には，亜円礫ないし亜角礫からなる礫支持の礫層および，基質支持で無層理の礫層がみられ，これらはそれぞれ，流路に堆積した砂礫堆か残留堆積物および，土石流堆積物と考えられる（Miall，1978）．このような岩相の礫層は，中部層や上部層でも見られる事から，同様の岩相で特筆すべき岩相でない場合には，以下，同様に解釈する．下部層のうち，H 19-1 断面にある最下位層は，亜円礫で構成される礫支持の礫層であることから流路に堆積した砂礫堆か残留堆積物と考えられ，その他の礫層は，基質支持で無層理である事が多く，一部はレンズ状に挟在する事から，土石流堆積物と考えられる．H 19-1 断面の−10 m〜−9 m 付近の基質支持の礫層は，上方細粒化ユニットがみられる事から，土石流が供給された後に徐々に流速が衰えた事を示す．下部層に特徴的な厚い有機質泥層は，水域もしくは河川周辺の湿地と考えられる事から，挟在する基質支持の礫層ないし砂層は，流路からのあふれ出しや決壊による堆積物といえる．また，H 20-1 断面に見られる層厚数 cm の砂層ないし礫層の多くは，その薄い層厚とレンズ状に挟在する事と，上方粗粒化をすることから（第 6-1 図，第 6-2 図）氾濫原洪水堆積物と考えられる（増田・伊勢屋，1985）．さらに，H 20-1 断面の薄い砂層の上位には，有機質ではない粘土層や砂質泥層が見られ，これは洪水流による砂層の上位にある事から，水路の氾濫に

よる土砂を含む水の供給により，一時的に水域が広がったものと考えられる．なお，H 20-1 断面の粘土層ないし砂質泥層は，H 19-1 断面の同層準が礫層や砂層である事から，泥の堆積後にこれらによって削剥された可能性がある．H 19-1 断面と H 20-1 断面の層相の違いは，礫層ないし砂層で顕著にみられ，その層厚は，H 19-1 断面の方が大きく，礫径は H 20-1 断面で最大径が 60 mm であるのに対し，H 19-1 断面では最大径が 90 mm と，北部に向かって大きい．粒径の比較は単一層内での比較が必要ではあるが，傾向としては，北へ向かって，礫質になり，礫層の層厚が厚く，径も大きくなっていることから，この当時のこの地域における流路の本流は，北側にあったと考えられる．H 19-1 断面の最下位層は流路環境と考えられる事から，流路は H 19-1 断面の地点からより北へ移動したといえる．

中部層の下部－8 m～－5 m 付近は，礫支持の礫層が卓越し，これらの多くで，斜交層理が見られることから，流路に堆積した砂礫堆か残留堆積物と考えられる．また，これら礫層には，上位層に削剥された部分や，レンズ状に挟在する礫混じり砂層が重なること，礫層の上位に礫層が重なることから，網状河川が形成されていたと考えられる．一部の礫層は基質支持で無層理である事から，土石流堆積物と考えられる．これら礫層のうち，礫支持の礫層の古流向は南ないし南東方向である．それに対し，レンズ状に挟在する礫混じり砂層の古流向は，北ないし北西方向である．古流向の層準による変化をみれば，－7 m 付近で大きく変化しているようにみえる（第 6-2 図）．

中部層の上部－5 m～－4 m 付近は，砂混じりの泥層と層厚が 0.5～2 cm 程度の砂層の互層からなることから，水域が存在し，そこへイベント的に流れ込む砂の存在が考えられる．薄い砂層は，洪水などによる河川からのあふれ出し，もしくは，大雨時に周辺からの流れ込みがあったことを示す．この泥層は有機質ではなく，植物片の濃集も見られないことから，植物などの有機分が堆積する環境がなかったと考えられ，その事は，この水域がある程度の範囲に広がり，植物が繁茂する環境では無かった事が考えられる．ただし，一部層準に第一泥炭層（十勝団体研究会，1971）と考えられる薄い有機質泥層が見られる事から，一次的に植物が堆積する環境にもなったであろう．

上部層の最下部には，礫層と砂層が薄い層厚で変化する．－4 m～－3 m は下部に基質支持の礫層があるが，他は礫支持の礫層と砂層からなり，斜交層理が観察される層準もある事から，流路に堆積した砂礫堆か残留堆積物であり，網状河川環境であった．その上位には白色粘土層，上方粗粒化ないし上方細粒化ユニットがみられる砂層，礫支持の礫層，礫混じり砂層があり，一時的な水域の後，氾濫原洪水堆積物として砂が供給され，一時的に流路が構成される．この時の古流向はほぼ南方向である．

上部層の約－2 m より上位には無層理のローム層があり，下位層が水の影響下にあったのに対し，水の影響がほとんどない陸上環境であったであろう．また，下位に比べて堆積速度が著しく低下したと予想される．

(2)　発掘地点周辺の堆積環境

前述の堆積相の解釈をまとめ，従来の研究とあわせ，ナウマンゾウ化石発掘地点周辺における堆積環境について，古い時代から順を追って述べる．なお，当時の堆積環境を検討するため，この地域の地質図（山口ほか，2003；第 6-3 図 A）によるホロカヤントウ層の分布から，当時の堆積域を推定した（第 6-3 図 B）．ただし，詳細な地形，特に谷地形については，ホロカヤントウ層形成期以降の削剥量の推定ができないため，基盤岩やホロカヤントウ層形成以前の堆積物が分布する地域は，現在の地形のまま使用した．

対象とする層準の H 19-1 断面付近には当初流路があり，その周辺には材を含む植物片が堆積する湿地があった．その後，流路はより北側へ移動し，H 19-1 断面付近も流路周辺の湿地環境となった．洪水時にこの湿地へ北側にある流路から氾濫した洪水流が流れ込み，砂礫を供給した．また，ナウマンゾウ化石が埋まった南側には一時的に水域が形成された．この水域の形成は，H 20-1 断面の地点では，第三泥炭層形成以前に確認できる．なお，下部層上部の第三泥炭層の

第 6-3 図　調査地周辺の地質図とホロカヤントウ層堆積地域図．
星印は調査地点を示す．A は山口ほか（2003）の地質図を簡略化した．B はホロカヤントウ層の分布範囲（山口ほか，2003）から推定したホロカヤントウ層の堆積当時の堆積範囲．B の谷地形は現在の地形を使用．矢印は推定されるこの当時の流路位置．

下部からは現地性と考えられるシリブトビシ（*Trapa macropoda*）が記載されており（矢野，1972），現世ヒシ属の生育環境が湖沼，ため池，河川のよどみ等の止水域であることから，一時的な水域は，第三泥炭層形成初期にも形成された可能性があるが，その水域は安定的な環境ではなかったといえよう．さらに，第三泥炭層のナウマンゾウ化石包含層準より上位にはヒシが見られないことから（矢野，1972），ナウマンゾウ化石が埋積された以降には，そのような水域の形成がなくなったと考えられる．

中部層形成時初期には，一時的な洪水が流れ込み，流路が形成され，網状河川環境となった．この流路充填堆積物は，化石発掘地域に広く見られる事から（十勝団体研究会，1971），地域一帯に網状河川環境が広がったと考えられる．ただし，古流向については，初期は南～南東方向が卓越していたが，後に北～北北西方向の要素が見られるようになる．これは，主となる流路が当初は，北西－南東方向の谷から供給される流れであったものに，南西－北東方向の谷からの供給が加わったためと考えられ（第 6–3 図 B），北～北北西方向からの礫供給による堆積により，元の本流であった北西－南東方向の谷からの流れは，より北側へ流路を移したのであろう．当時の詳細な古地形は不明であるが，本層を含むホロカヤントウ層の分布（山口ほか，2003）と現在の地形からは，当時のこの地点は，谷の流出口にあったと推定される（第 6–3 図）．従って，礫供給により，谷地形の出口付近にあたる発掘地域には扇状地が形成されていた可能性がある．網状河川の形成後，発掘地には流路がなくなり，一時的な水域ができた．水域の堆積物は旧発掘地域の範囲にみられる事から（十勝団体研究会，1971），少なくともその範囲に広がりをもっていた．ただし，一部層準に有機質泥層の存在があり，発掘地域周辺の東側で厚くなる（十勝団体研究会，1971）事から，東側を中心に一時的に植物を堆積させる湿地環境にもなった．

上部層堆積初期には，再度流路が形成されるが，安定した河川ではなく，環境変化が激しかったと推定される．その後，水環境から遠ざかり，次第に陸化し，ローム層を堆積した．

以上のような環境の変化は，構造運動や気候変動に伴う，より広い範囲での環境変化との関係があると考えられる．たとえば，ホロカヤントウ層の分布を分断する谷の形成は，相対的海水準の低下に伴うものと予想されるが，その谷の形成と，この地域に水域から陸化した事とは関係が深いと考えられる．花粉化石などから推定された気候の変化は，第三泥炭層が現在よりも温暖で，第一泥炭層に向かって，つまり上位に向かって寒冷になったと考えられており（十勝団体研究会，1971），寒冷化に伴う海水準の低下とも深く関係していると予想される．しかしながら，このような関係性を理解するためには，より広範囲の堆積環境変化および地形発達史の検討が必要であると思われる．

4．まとめ

本論では，忠類におけるナウマンゾウ化石発掘地において行われた再調査において，化石包含層より上位の地層を対象に，その堆積環境の変化について考察した．その結果，以下のような変化があったと考えた．

当初，河川周辺の湿地環境にあり，一時的な水域を形成する環境から，形成しなくなる頃にナウマンゾウの骨格が埋積し，洪水時には土砂を伴った洪水が供給される場所がしばらく続いた．その後，網状河川により礫供給が顕著になり，当初は北西方向からの流れが中心であったが，南西方向からの礫供給により，元の本流はより北側へ移り，南西方向からの礫供給がなくなった後に，水域が形成された．この水域には，洪水などによる一時的な流れ込みがある事から，周辺には河川環境があった．また，一時的には東部を中心に植物供給のある湿地環境になった．上部層堆積時には流路が復活するが，安定した河川環境では無く，流路の放棄，流路の復活を繰り返した後，陸化し，水環境でなくなった．

このような変化は，気候変動に伴う相対的海水準の変化や構造運動との関連による地形発達史と関係が深いと考えられ，その関係性を知るためには，より広い範囲を対象とした堆積環境変化について明らかにする必要がある．

謝辞

本研究は，総合地球環境学研究所の研究プロジェクト「日本列島における人間－自然相互関係の歴史的・文化的検討」（プロジェクトリーダー：湯本貴和）のサハリン・沿海州班（調査責任者：佐藤宏之）の一部として行われ，その研究費の一部を使用した．また，この調査および本論執筆の機会を与えていただいた琵琶湖博物館の高橋啓一総括学芸員にお礼申し上げます．

引用文献

赤松守雄・奥村晃史，1996，十勝平野忠類におけるナウマン象化石産出地点．日本第四紀学会編「第四紀露頭集－日本のテフラ」，119.

松井　愈・佐藤博之・小坂利之，1978，F　ナウマンゾウの包含層の時代．地団研専報「十勝平野」，no.22，399–408.

Miall, A.D., 1978, Fluvial sedimentology : An historical review. Miall, A.D.(ed.) Fluvial sedimentology : 1–47, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, 5.

増田富士雄・伊勢屋ふじこ，1985，“逆グレーディング構造”：自然堤防における氾濫原洪水堆積物の示相堆積構造．堆積学研究会報特集号「細粒砕屑性堆積物とその堆積気候」，108–116.

十勝団体研究会，1971，ナウマン象化石第二次発掘調査研究報告　ナウマンゾウ化石産出地点付近の地質概要および化石包含層の特徴．北海道開拓記念館研究報告，no. 1，16–26.

山口昇一・佐藤宏之・松井　愈，2003，忠類地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）．産業技術総合研究所地質調査総合センター，68p.

矢野牧夫，1972，北海道十勝平野における象化石包含層の植物遺体について．地球科学，26，12–19.