

千葉県房総半島中部, 小糸川上流域の地質 ——特に林道沿いの凝灰岩鍵層及び岩相の分布について——

徳橋 秀一¹⁾・石原与四郎²⁾

¹⁾ 産業技術総合研究所地圏資源環境研究部門
〒305-8567 つくば市東 1-1-1 中央第7
E-mail: tokuhashi-s@aist.go.jp

²⁾ 産業技術総合研究所地球科学情報研究部門特別研究員
〒305-8567 つくば市東 1-1-1 中央第7
E-mail: ishihara-y@aist.go.jp
現所属: 福岡大学理学部地球圏科学科
〒814-0180 福岡市城南区七隈 8-19-1
E-mail: ishihara@fukuoka-u.ac.jp

要 旨 房総半島中部に位置する小糸川上流部の三島湖, 豊英湖周辺には, 主に, 安房層群上部の天津層, 清澄層, 安野層が分布する。本論文では, 地質図などを使って本地域の地質の概要を紹介するとともに, 本地域の主な道路沿い(林道測ヶ沢支線, 林道測ヶ沢線, 林道測ヶ沢奥米線, 林道三間線, 林道香木原線, 林道東山線, 林道旅名線, 林道大鹿倉線)での各種凝灰岩鍵層や地層の岩相分布を示すために, これらの林道沿いの地質学的ルートマップを示した。

キーワード: 千葉県, 房総半島, 小糸川, 安房層群, ルートマップ, 地質図, 凝灰岩鍵層, 岩相

房総半島中部域には, 西側から, 湊川, 小糸川, 小櫃川, 養老川, 夷隅川といった主要河川が存在する。これらの河川は, 房総半島を東西に横断する清澄山系にその源を発し, 前四者は東京湾に, 後一者は太平洋岸に注ぐ。特に小糸川, 小櫃川, 養老川は, 東京湾に向かってゆるやかに傾くケスタ状の地形面上を北流したのち東京湾に注ぐ(図1)。これらの河川は, 上流部から下流部に至るまで蛇行を繰り返すが, 特に上流の清澄山系では, 穿入蛇行の発達が顕著であるとともに, 大きいところでは, 落差数10mに達するU字形の平床岩磐河床を形成している(池田, 2001)。

本論文の対象地域となっている小糸川上流域は, 三島湖, 豊英湖といった2つの古くからのダム湖があり, その周辺一帯は「清和県民の森」とよばれ, 県民の憩いの場として各種の施設が整備されている。

本論文では, この地域一帯の地質の概要を紹介するとともに, 本地域の地質や地層をよりよく理解し, 親しみをもつ上での一助とするために, 本地域内の主要な林道沿いの地質学的ルートマップを掲載した。地質学的ルートマップ(以下では, 単にルートマップと呼称)とは, あるルート沿いの地層が露出しているところ(露頭とよぶ)の分布状況と個々の露頭の地層から得られる各種情報(地層の種類や岩相, 地層の走向・傾斜, 断層, 挟在する凝灰岩鍵層など)をルートとともに描いたものである。ルートマップをみることに

よって, そのルート沿いの地層の状況(地層の種類や分布状況), あるいはそのルートで得られる各種の地質学的情報を具体的にイメージすることができる。また, ルートマップをみながらそのルートを歩くことによって, ルートマップ作成者以外の人でも, すなわち誰でもが, どこにどういった地層があるか, あるいはどの露頭からどのような情報を得ることができるかを確認することができるという大変便利なものである。

地下の地質の情報は, 地質図にまとめられ表現されるが, 正確な地質図をつくるためには, できるだけ多くの情報を正確に記載したルートマップができるだけ多く必要である。ルートマップは, 通常連続的な露頭の多い河川沿いで多数作られるが, 本論文では観察の便宜を考えて, ある程度以上の露頭がみられる道路(林道)沿いのルートマップを掲載する。

地質概説

1. 概要

房総半島には, 第三紀~第四紀の地層が厚く発達し, 古くからこれらの地層を対象にした層序学的, 古生物学的, 堆積学的, 構造地質学的, 古地磁学的, 年代学的研究など数多くの研究がなされてきた。特に, 新第三紀以後の地層には, 数多くの凝灰岩層が挟在し, その多くが広域に対比できる鍵層として有効なことから, 詳細な地質図の作成とそれを基礎にした他

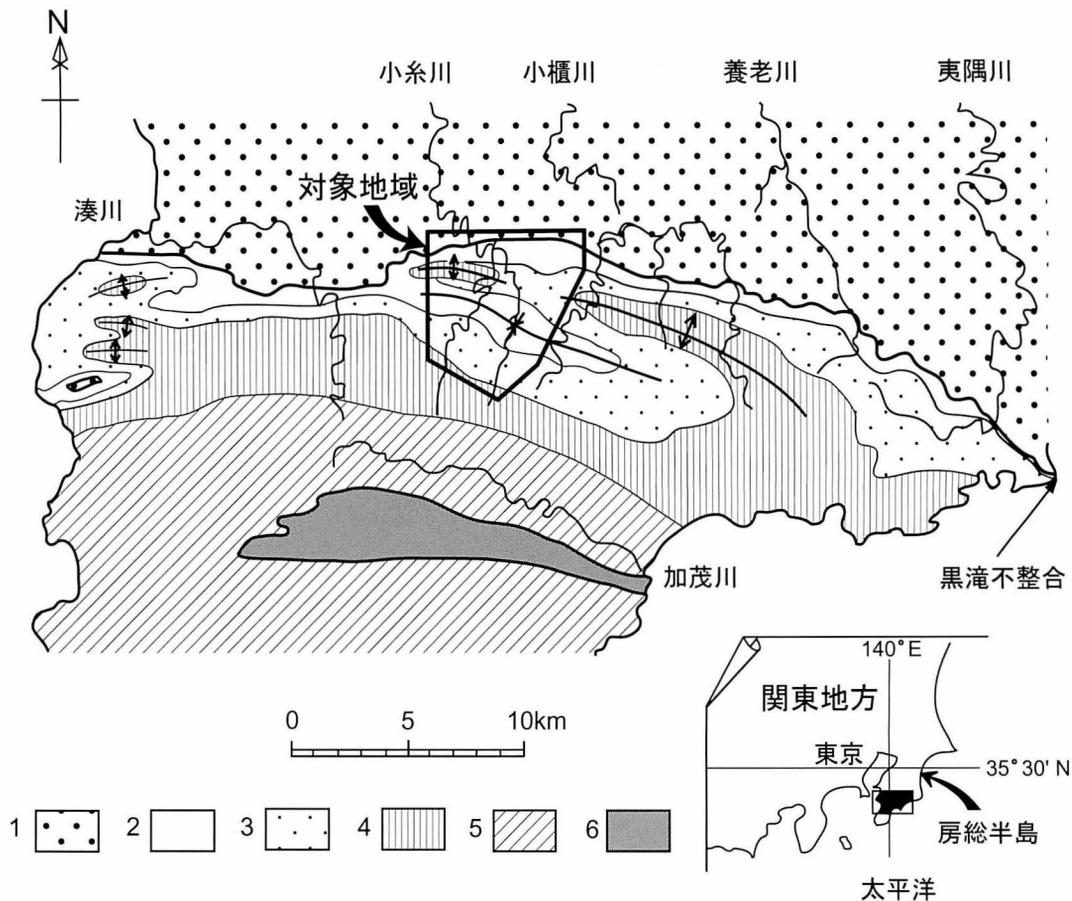


図1. 位置図. 1. 上総層群, 2. 安房層群上部の安野層, 3. 安房層群上部の清澄層, 4. 安房層群上部の天津層, 5. 安房層群下部, 6. 嶺岡層群.

に類を見ない高い精度の研究がなされてきた(鈴木ほか, 1995 参照).

房総半島中部域の層序を図2に示す. 本地域では, 加茂川が東流する鴨川低地帯の南側にある嶺岡山地に主に古第三紀の嶺岡層群が分布し, その周りを中新世の安房層群下部が取り巻いている. その北側の清澄山系には, 下位より天津層, 清澄層, 安野層から成る安房層群上部が主に分布する. そのさらに北側の上総丘陵域には, 黒滝不整合を境にして, 上総層群が分布している(図1).

本論文の対象地域である小糸川上流域には, 安房層群上部に属する天津層(上部のみ), 清澄層, 安野層が分布するが, 北縁部などに一部上総層群が分布する.

2. 安房層群

主に嶺岡山地に分布し, 主として古第三紀の地層や火成岩類から成る嶺岡層群を不整合に覆い, 黒滝不整合を介して, 上総層群に不整合に覆われる地層については, 鈴木ほか(1995)にみられるように, 下位の保

田層群と上位の三浦層群に2分する考え方と, 中嶋ほか(1981)にみられるように安房層群として一括する考え方の2通りがある. 前者の区分法は, 露出が限られている上に, 構造が複雑な半島西部域で生まれた区分法であるが, 後者の区分法は, 構造が比較的単純で地層が連続的に露出することが多い半島中央部から東部域で生まれた区分法である. 本論文では, 後者の区分法を採用している(図2).

中嶋ほか(1981)や徳橋(1997)によると, 嶺岡山地より北側に分布する安房層群は, 下位より, 主に浅海成と解釈される塊状の細粒砂岩から成り, 嶺岡層群を取り囲むように分布する富川層, やはり浅海成と考えられる泥質細粒砂岩~砂質泥岩から成る神川層, 下部にタービダイト砂岩や礫岩を一部挟み込むが, 大半が暗灰色泥岩ないし頁岩から成り, 半深海成と考えられる木の根層, 多数の凝灰岩を挟み込むが泥岩が卓越し, 半深海成と考えられる天津層, タービダイト砂岩が卓越する砂岩泥岩互層から成り, 半深海成と考えられる清澄層, タービダイト砂岩と泥岩の細互層が卓越

| 地質年代 | 鈴木ほか (1995) | 本研究 |
|----------|-------------|---------|
| 第四紀 更新世 | 上総層群 | 上総層群 |
| 新第三紀 鮮新世 | 三浦層群 | 安房層群 上部 |
| | | 安野層 |
| | | 清澄層 |
| | | 天津層 |
| | | 木の根層 |
| 中新世 | 保田層群 | 安房層群 下部 |
| 第三紀 古第三紀 | 嶺岡層群 | 神川層 |
| | | 富川層 |

図2. 房総半島中部域の層序.

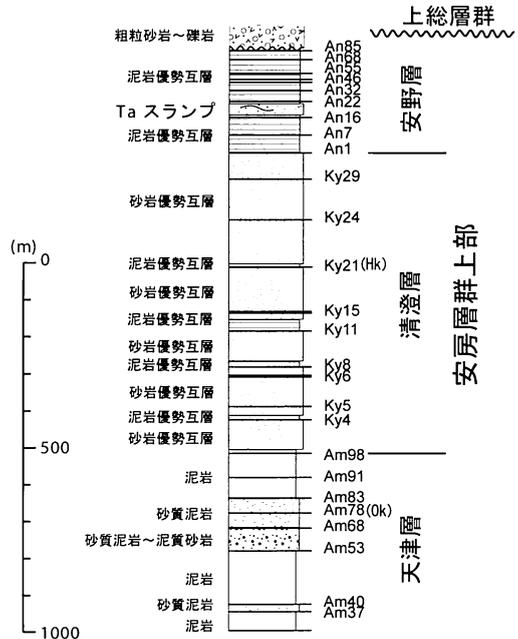


図3. 調査地域の総合岩相柱状図.

し、やはり半深海成と考えられる^{安野}層から構成される。これらの地層のうち、富川層と神川層の分布域の間には、鴨川低地帯の沖積層が分布するために、両者の直接の関係は不明であるが、その他の累層間関係は整合である。

3. 凝灰岩と凝灰岩鍵層

安房層群のうち、天津層から上位の地層には、さまざまな色調、粒度、層厚から成る凝灰岩が多数挟在することから、天津層より上位を安房層群上部、木の根層より下位を安房層群下部と区別する(図2)。これらの凝灰岩は、それぞれの特徴を広範囲に保っていることが多いことから、上下に近接して出現する凝灰岩などと組み合わせることによって、広い範囲に対比や追跡可能な凝灰岩鍵層として有用である。たとえば、このような方法によって、天津層では下位より Am1~Am101 まで、清澄層では下位より Ky1~Ky33 まで、安野層では下位より An1~An182 まで設定されている(千葉県立中央博物館, 1993, 1994, 1995, 1996, 1997, 1998; 図3)。

これらの凝灰岩鍵層には、多くの場合通称名(ニックネーム)がつけられており、野外調査などでは、この通称名を使う場合が多い。本論文でも、ルートマップ上での鍵層名としてはこの通称名のほうを優先している。これらの通称名の多くは、1970年前後、当時の工業技術院地質調査所の平山次郎博士、中嶋輝允博士、それに著者のひとりの徳橋(当時、京都大学)ら

が中心となり、主に日本大学、東海大学、早稲田大学の学生や院生などが参加して活動していた「房総団体研究グループ」の立ち上げの頃に、関係者により名づけられたものである。一部は、その後、中嶋や徳橋が追加したものである。正式の鍵層名は、その後5万分の1「鴨川」図幅(中嶋ほか, 1981)作成の際に、これらの通称名の代わりに付けられたものであり、それ以前の論文などでは、これらの通称名をアルファベットで表したり、アルファベットの頭文字を使ったりして表現されることが多かった(新妻, 1976; 中嶋, 1978; Tokuhashi, 1979; ほか)。また、一部の通称名には、中嶋ほか(1981)以後に、あるいは比較的最近名づけられ、付け加えられたものもある(本論文で、小数点を伴っているような鍵層名の通称名など)。このようにここで用いられている凝灰岩鍵層の通称名は、それが含まれる累層名の略記号と下位からの出現順番を表す番号を組み合わせた正式な鍵層名(Am98, Ky21, An1など)をつける際の母体になったものであり、関係者の間では、30年以上現場で愛用され利用されてきたものである。

通称名の由来は、見た目の印象に基づくもの(“さかさ”、“二色”、“ツイン”、“ハムチャーハン”、“おどり”など)、グループの活動に何らかの形で参加した人の名前に基づくもの(“中川”、“松田”、“相川”など)、名前をつけたところの地形的特長に由来するもの(“滝つぼ”や“滝の上”など)、命名当時有名だった俳優(女優)の名前に由来するもの(“さゆり”、“ブリジット”、“モンロー”など)、語呂合わせを重視したも

の(“ひかり”と“こだま”, “いやみ”と“からみ”, “山田”と“かかし”と“みのかさ”など)などさまざまである。実際の使用の際には, これらの通称名のあとに, 凝灰岩を意味するタフ(tuff)ということばをつける場合も多い。本論文では, 凝灰岩鍵層の通称名は, “ ”で括ることによって, そのことを明確にするとともに, そのあとにタフということばをつけている。

主に安房層群上部の累層が分布する清澄山系では, これらの凝灰岩鍵層を利用することによって, 詳細な地質図を作成したり(中嶋ほか, 1981; 石原・徳橋, 2001), 個々のタービダイト砂岩を広域に対比するといった詳細な堆積学的研究が行われている(徳橋・岩脇, 1975; 徳橋, 1976a, b; Tokuhashi, 1979; 徳橋, 1997など)。また凝灰岩は, フィッシュトラック年代などの放射年代値を得る上でも大変重要な役割を果たしている(徳橋ほか, 2000)。

調査地域の地質

本論文の対象域となっている小糸川上流域は, 三島湖と豊英湖といった古くからのダム湖の存在によって, 多くの凝灰岩鍵層の分布をもとにした詳細な地質図の作成, すなわち詳細な地質の実態の把握が, 他の地域と比べて遅れていた。こうした事情から, 石原・徳橋(2001)は, モーターボートを用いてこれらの湖周辺の凝灰岩鍵層の分布を詳しく調べるとともに, 周辺の丘陵, 山間部における凝灰岩鍵層の分布状況も調査して詳細な地質図を作成し, 本地域の地質の実態を明らかにした。この地質図を元に簡略化した地質図を図4に示す。

本対象地域内での各地層の分布は, 調査域のほぼ中央を西北西―東南東方向に平行に延びる北側の背斜軸と南側の向斜軸によって規制されている。本対象地域で最も下位の地層は天津層上部で, 北側中央部の背斜軸部西部の短軸性背斜の中心部と南端部の向斜南翼部に分布する。その上位の清澄層は, 北側中央の背斜軸部と南側の向斜南翼部に, 褶曲軸にほぼ平行に帯状に分布する。さらにその上位の安野層は, 北側の背斜軸の北翼と南側の向斜軸の軸部に分布する。黒滝不整合を介して上位に重なる上総層群は, 南側の向斜軸部の山体頂部と北縁の黒滝不整合の北側に分布している(図4)。場所によっては, 安野層内でのチャンネルの形成に伴う侵食などによって, 清澄層全体や天津層の一部などが欠如していることがある。各地層のより詳しい分布については, 石原・徳橋(2001)を参照されたい。

天津層上部は, 凝灰岩を挟在するが, 主として青灰色泥岩(シルト岩)から構成されている。しかし層準によっては, 砂質泥岩～泥質砂岩, 粗粒砂岩などから構成されていることもある。特に北西部の背斜軸部周辺では, 天津層上部～清澄層下部にかけて, 泥岩部が

全体に粗粒化して層厚が薄く, 凝灰岩が上下に密集して産出する現象がみられる。清澄層は, 全体としては1～数mの厚層理タービダイト砂岩が卓越する砂岩優勢互層から成るが, 泥岩中には, しばしば各種の凝灰岩が挟在している。安野層は, 多くの場合, 1～数十cmの厚さの中層理から薄層理タービダイト砂岩と泥岩の細互層から成り, 泥岩中にはしばしば凝灰岩層が挟在している。このように安房層群上部の天津層, 清澄層, 安野層の各地層は, 凝灰岩を除くと各種粒度の泥岩と種々の層厚のタービダイト砂岩と泥岩の互層から構成されていることから, タービダイト砂岩の厚さや塊状泥岩の粒度によって, これらの地層にみられる岩相を記号で表現する試みも行われている(表1; Tokuhashi, 1979)。以下のルートマップでは, 個々の露頭の岩相を表現するのに, これらの記号を用いている場合もある。

主な道路沿いのルートマップ

以下では, ルートマップを示しながら, 主な林道沿いでの地層, 凝灰岩鍵層, 岩相の分布状況やみどころを説明する。個々のルートマップの位置を図5に示す。各ルートマップ図の余白部には, そのルートに出てくる凝灰岩鍵層の鍵層名と通称名の対応関係を示した。既に指摘しているように, 親しみやすく覚えやすいという利点から, ルートマップ上では通称名を優先させているが, 通称名がついていない場合や不明なものもあるので, これらについては正式の鍵層名を用いている。また逆に, 一部通称名(特に最近つけられたもの)については, 正式の鍵層名がついていない場合もある。各鍵層の柱状図の記載等については, 上記の千葉県立中央博物館(1993, 1994, 1995, 1996, 1997, 1998)を参照していただきたい。また, 清澄層～安野層中の主な凝灰岩鍵層については, 石原・徳橋(2001)にも記載がある。

1. りんどうふちがさわしせん 林道澗ヶ沢支線, りんどうふちがさわせん 林道澗ヶ沢線, りんどうふちがさわおくめせん 林道澗ヶ沢奥米線(図6)

本林道沿いでは, 清澄層中部から下部, 及び天津層上部を観察することができる。国道410号沿いにある「木のふるさと館」の横を通って東へ歩き, 澗ヶ沢トンネルを超えると, 林道に沿ってしばらく主に砂勝ち互層(砂岩優勢砂岩泥岩互層)から成る露頭が続くが, これらは清澄層下部の地層である。この砂勝ち互層中には, 主要な鍵層はないが, “白とかげ”, “黒とかげ”(Ky5.5)といった薄い凝灰岩鍵層が挟在する。一連の露頭が終わる地点①付近では, 厚い砂岩層の下位に, “秋田おぼこ”タフ(Ky6), “パーミュータ”タフ(Ky7)といった鍵層がみられる。途中, 点々とした露頭でやはり“秋田おぼこ”タフ(Ky6), “パーミュータ”タフ(Ky7)をみながら進むと, 南北方向の林道澗ヶ沢線

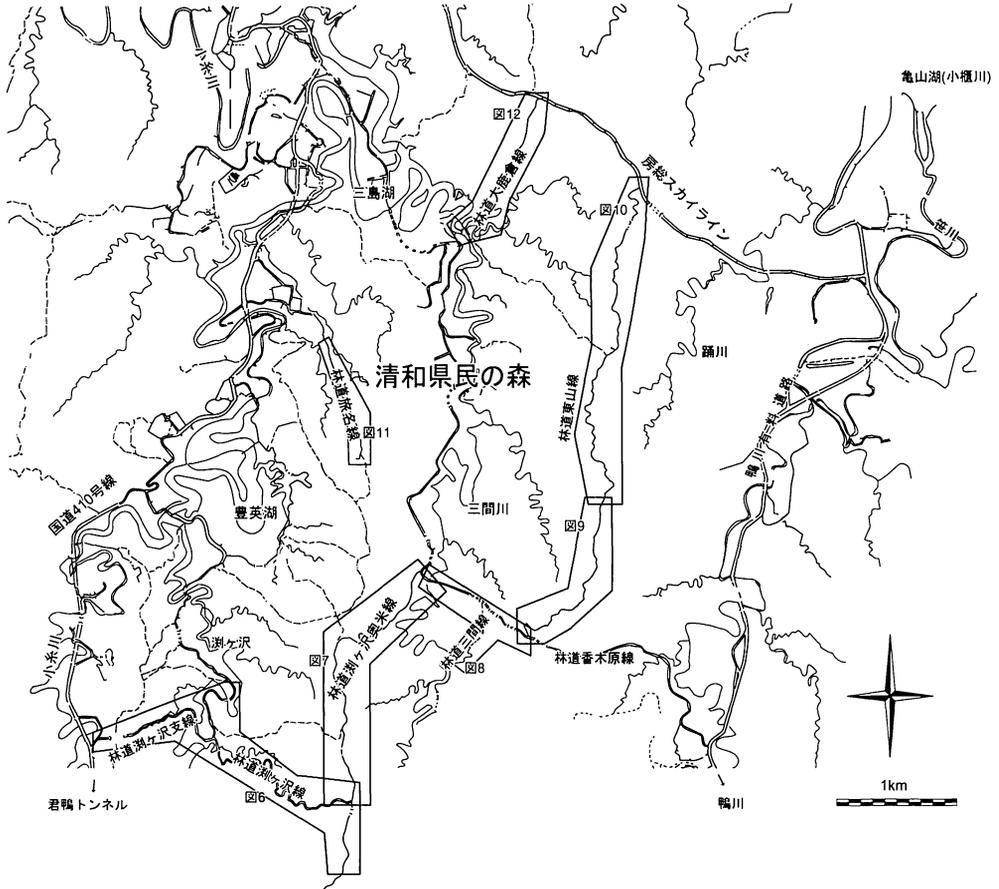


図5. ルートマップ位置図.

にぶつかつて三叉路になっている。北側に進むと大滝方面で、淵ヶ沢橋から川を見下ろすと滝（大滝）がみえる。この滝は、後で観察する“滝つぼ”タフ（Ky8）と“滝の上”タフ（Ky9）の名前がついたいわば模式地である。この大滝の基底部に滝つぼがあるが、“滝つぼ”タフ自体は滝の半ばのところにある。一方、“滝の上”タフは滝を登りきったところにあり、名前のとおりである。

ここでは、三叉路を南に下り、林道淵ヶ沢奥米線にぶつかるもうひとつの三叉路に向かって進む。この道沿いは、ほぼ地層の走向に沿っていることと、断層の作用により、“滝の上”タフ（Ky9）から“大かげろー”タフ（Ky5）の間の鍵層が何度も出てくる。地点②では、“滝つぼ”タフ付近の地層を連続的に観察することができる。“滝の上”タフから“滝つぼ”タフ付近は、比較的泥岩が発達し、ややまとまった泥勝ち互層となっている。この層準の泥勝ち互層を清澄層の中部として、それより上位を清澄層上部、下位を清澄層下部と区分することができる。清澄層下部の砂勝ち互層は、房総半島中部域では、南側の向斜軸の南翼でのみ

分布し、北側の背斜軸の両翼部では分布していない（Tokuhashi, 1979; 徳橋, 1997）。次に地点③では、小さな断層によって短冊状に切られた“大かげろー”タフが何度も繰り返す様子が観察される。地点③から少し南に下って行くと、6~8mくらいの2枚の厚いタービダイト砂岩を観察することができる。これらの厚い砂岩は、目立つ上に東西の走向方向によく連続することから、一種の鍵層として取り扱うこともできるので、ここでは通称名として、凝灰岩鍵層のそれと区別して、相撲取りの名前をつけてある。本文では、こうした厚層理砂岩につけられた通称名（相撲取り名）に対しては、[] で括弧することによって、そのことを明確にした。ここですでに厚い砂岩は、あとで説明する「水戸泉」砂岩と「小錦」砂岩である。これらの砂岩は、その東側に出てくる“大かげろー”タフ（Ky5）よりも、層準的には下位に位置する。

林道淵ヶ沢奥米線とぶつかる三叉路から南に歩くと、まず“滝の上”タフから“秋田おぼこ”タフにかけての地層が観察される。しばらく露頭のない道を南下すると8m前後の厚い砂岩を挟む地層が観察され

表 1. 岩相表記記号一覧 (Tokuhashi (1979) を改変).

| 記号 | 岩 相 | 特 徴 | |
|-----------------------|---------|---|-------------------------------|
| A | 含 礫 砂 岩 | 砂岩中に小円礫の大小密集体/大小の泥岩同時浸食礫が頻繁に産出/泥岩のはさみなし | |
| B | 砂 勝 互 相 | 砂岩と泥岩の比が 5 より大きい | |
| | | B0 | 泥岩のはさみなし/厚い砂岩が合体した複合層 |
| | | B1 | 泥岩のはさみあり/単層の厚さ 2 m 以上の砂岩が主体 |
| | | B2 | 泥岩のはさみあり/単層の厚さ 0.5~2 m の砂岩が主体 |
| | B3 | 泥岩のはさみあり/単層の厚さ 0.5 m 以下の砂岩が主体 | |
| C | ノルマル互相 | 砂岩と泥岩の比が 1 より大きく 5 より小さい | |
| D | 泥 勝 互 相 | 砂岩と泥岩の比がほぼ 1 か 1 より小さい | |
| E | 泥 岩 | 厚い泥岩/稀にうすい砂岩のはさみあり | |
| 泥質岩の粒度による D, E の細分 | D0, E0 | 主にシルト質砂岩から成る | |
| | D1, E1 | 主に砂質シルト岩から成る | |
| | D2, E2 | 主に粗粒シルト岩から成る | |
| | D3, E3 | 主に中粒シルト岩から成る | |
| | D4, E4 | 主に細粒シルト岩から成る | |

る地点④に到達する。この厚い砂岩は“水戸ずくし”タフ (Ky4.5) のなかに挟在することから、[水戸泉]砂岩という元相撲取りの名前がつけられている。その下位には、数 m のうすい泥勝ち互層を挟んで、もう 1 枚やはり 8 m 前後の厚い砂岩が観察されるが、こちらの砂岩には、やはり元相撲取りの [小錦] 砂岩という名前がつけられている。この [小錦] 砂岩は、“三つ葉”タフ (Ky4) のなかに挟在する厚層タービダイト砂岩である。[水戸泉] 砂岩と [小錦] 砂岩は、その厚さにおいて、清澄層のなかでも第一級のタービダイト砂岩であり、途中の林道沿いでも観察したように、調査域一帯で広く追跡することができる。このように相撲取りの名前のついた厚い砂岩はこのほかにもあるが、ここでは省略する。

この林道をさらに南下すると、清澄層の基底部付近の砂勝ち互層を経て、天津層上部の鍵層群、すなわち、“黒潮”タフ (Am98)~“センターライン”タフ (Am56) を観察することができる。しかし現在は、崖のかなりの部分がコンクリートでカバーされてしまっていて直接みるできないが、図 6 では、コンクリートでカバーされた露頭についても、参考のために鍵層の位置を示してある。

2. 林道測ヶ沢奥米線 (図 7)

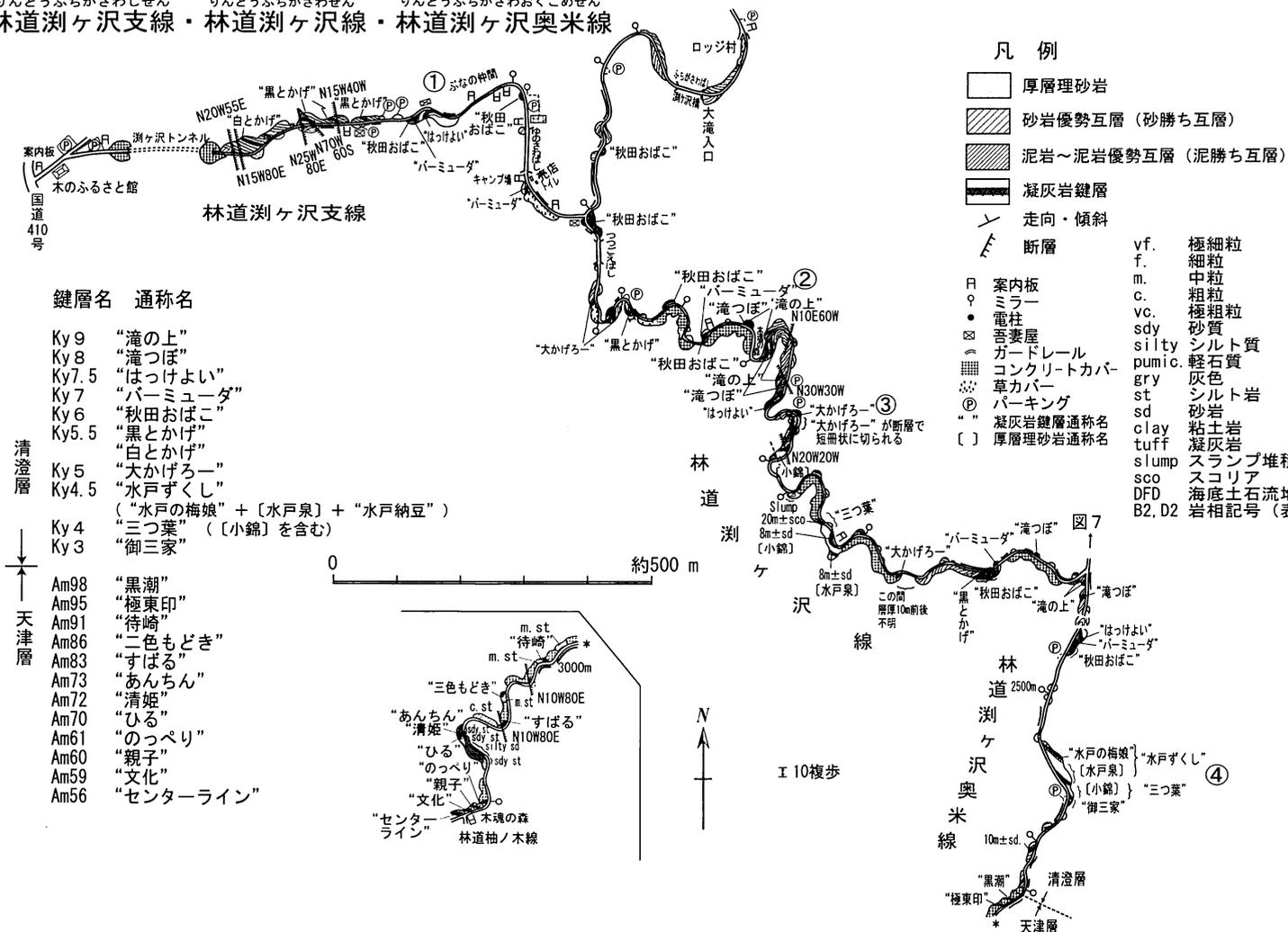
図 6 東端の三叉路から北方に延びる林道測ヶ沢奥米線では、清澄層中部の“滝の上”タフ (Ky9) より上位の地層、すなわち、清澄層上部を主として観察することができるが、林道香木原線にぶつかる北端部付近

では、安野層の下部がみられる。

三叉路を北に向かって歩くと、“ベージュ”タフ (Ky10) や“すべり”タフ (Ky11) といった鍵層がみられ、その間には砂勝ち互層が観察される。さらに北方に向かうと少しまとまった泥勝ち互層がみられた後、ふたたび砂勝ち互層がつづく。このあたりでは、下位より、“乳母日傘”タフ (Ky15)、“黒駒”タフ (Ky16)、“上ピン”タフ (Ky19) といった鍵層がみられる。途中、東のほうにみられる崖崩れ跡の崖の上部にピンクタフらしきものがみえるが、層準的に“下ピン”タフ (Ky17) と思われる。“上ピン”タフから北側では、途切れ途切れながら、しばらく泥勝ち互層がつづき、“三姉妹”タフ (Ky22) なども観察される。この“上ピン”より上位で“三姉妹”タフより下位の泥勝ち互層中には、清澄層の第一級の鍵層である“Hk”タフ (Ky21) が挟在するが、残念ながら露頭の関係でこのルートでは観察されない。

この泥勝ち互層を過ぎ、しばらく露頭のないところを歩くと、再び砂勝ち互層が現れ、“ファンデーション”タフ (Ky24)、“十二ひとえ”タフ (Ky25)、“高木 1 号”タフ (Ky27) といった鍵層が観察される。“高木 1 号”タフを少し過ぎると道は東方向になり、飛び飛びの露頭ではあるが、砂勝ち互層中に清澄層最上部に属する“みぞれ”タフ (Ky29)、“オコワ”タフ (Ky31)、“オコワチャーハン”タフ (Ky32) といった鍵層が観察される。“オコワチャーハン”タフを挟む砂勝ち互層の露頭を過ぎると、露頭は急にまばらになる。そして右手前方の泥岩から成る小さな露頭に安野層下部の

りんどうふちがさわしせん りんどうふちがさわせん りんどうふちがさわおくめせん
 林道沢ヶ沢支線・林道沢ヶ沢線・林道沢ヶ沢奥米線



鍵層名 通称名

- Ky 9 “滝の上”
- Ky 8 “滝つぼ”
- Ky 7.5 “はっけよい”
- Ky 7 “パーミューダ”
- Ky 6 “秋田おぼこ”
- Ky 5.5 “黒とかげ”
- “白とかげ”
- Ky 5 “大かげろー”
- Ky 4.5 “水戸ずくし”
 (“水戸の梅娘” + [水戸泉] + “水戸納豆”)
- Ky 4 “三つ葉” ([小錦] を含む)
- Ky 3 “御三家”

- Am 98 “黒潮”
- Am 95 “極東印”
- Am 91 “待崎”
- Am 86 “二色もどき”
- Am 83 “すばる”
- Am 73 “あんちん”
- Am 72 “清姫”
- Am 70 “ひる”
- Am 61 “のっぺり”
- Am 60 “親子”
- Am 59 “文化”
- Am 56 “センターライン”

清澄層
 ↓
 天津層

凡例

- 厚層理砂岩
- ▨ 砂岩優勢互層 (砂勝ち互層)
- ▩ 泥岩～泥岩優勢互層 (泥勝ち互層)
- ▬ 凝灰岩鍵層
- ↗ 走向・傾斜
- ⊥ 断層

- 案内板
- ミラー
- 電柱
- ⊗ 吾妻屋
- ⊕ ガードレール
- ⊞ コンクリートカバー
- ⊠ 草カバー
- ⊙ パーキング
- ⊚ 凝灰岩鍵層通称名
- [] 厚層理砂岩通称名

- vf. 極細粒
- f. 細粒
- m. 中粒
- c. 粗粒
- vc. 極粗粒
- sd. 砂質
- silty シルト質
- pumic. 軽石質
- gr. 灰色
- st. シルト岩
- sd. 砂岩
- clay 粘土岩
- tuff 凝灰岩
- slump スランプ堆積物
- slump スコリア
- DFD 海底土石流堆積物
- B2, D2 岩相記号 (表 1)

徳橋秀一・石原与四郎

図 6. 林道沢ヶ沢支線・林道沢ヶ沢線・林道沢ヶ沢奥米線のルートマップ。

りんどうふちがさわおくめせん
林道澗ヶ沢奥米線

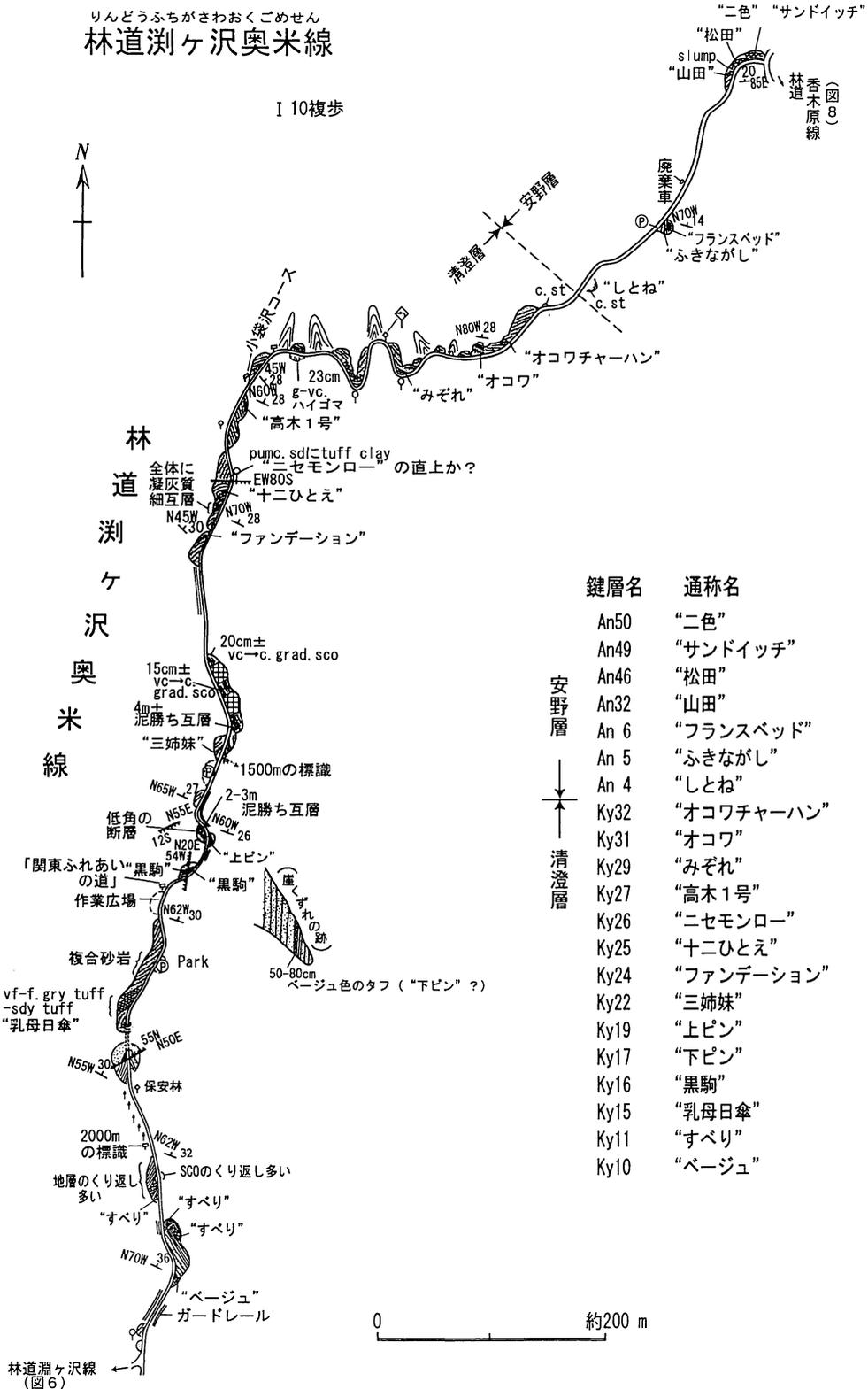


図7. 林道澗ヶ沢奥米線のルートマップ。記号等の凡例は、図6参照。

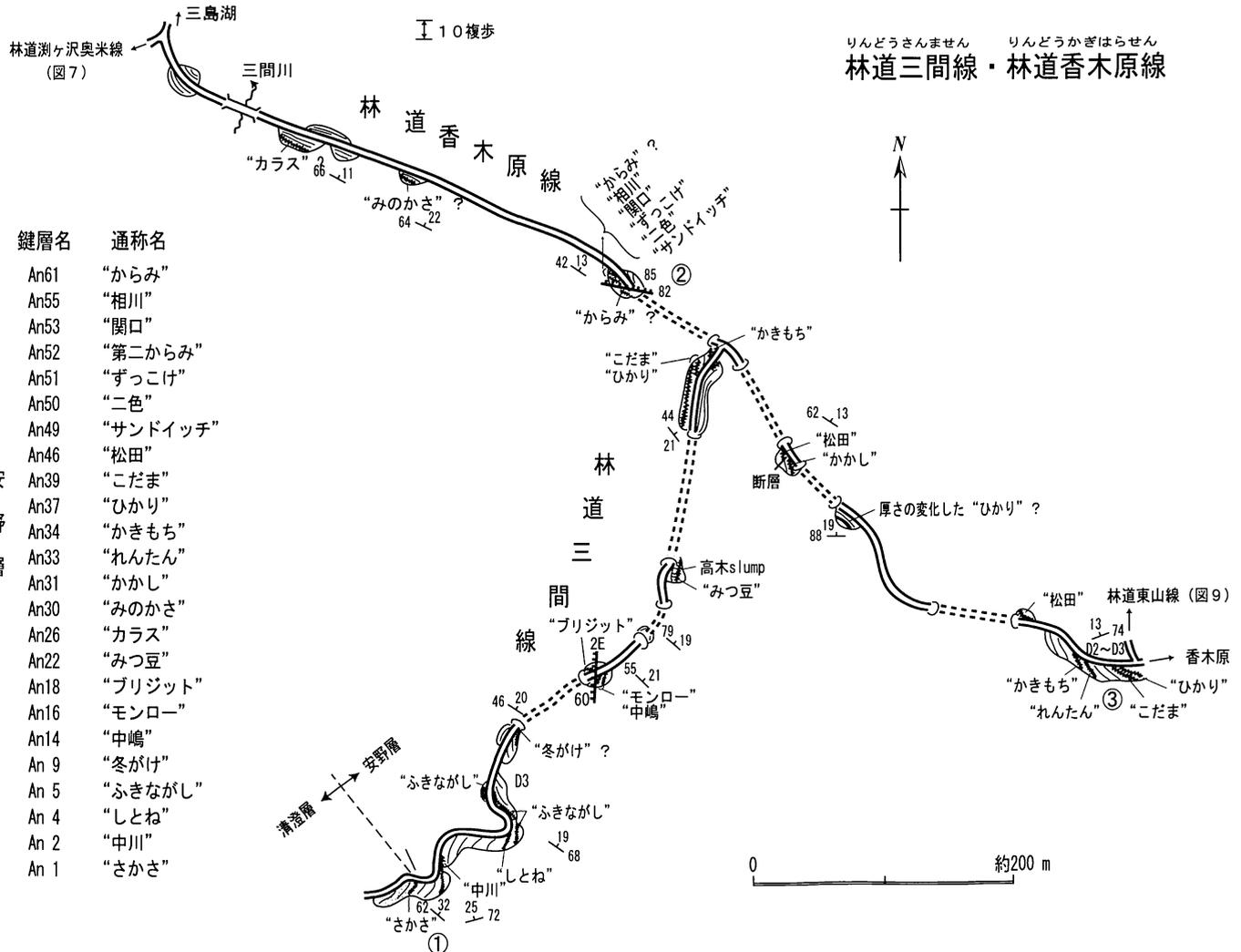


図8. 林道三間線・林道香木原線のルートマップ。記号等の凡例は、図6参照。

“しとね”タフ (An4) が観察されることから、“オコワチャーハン” タフを挟む砂勝ち互層の露頭が清澄層の上限付近で、それより北側では、安野層の泥勝ち互層が卓越することから、露頭が急に悪くなったものと考えられる。林道をさらに北に進むと右手の小さな崖に、“ふきながし” タフ (An5) や“フランスベッド” タフ (An6) が観察される。最後に、林道香木原線とぶつかる付近の露頭では、安野層中部の“山田” タフ (An32) や“松田” タフ (An46) とその下位のスランプ層、“二色” タフ (An49)、“サンドイッチ” タフ (An50) などが観察される。

3. 林道三間線・林道香木原線 (図8)

本ルートでは、清澄層/安野層境界にあたる“さかさ” タフ (An1) から、安野層中部の“からみ” タフ (An61) までの層準が認められる。全体的に露頭は散点的だが、地層の対比に利用できる特徴的な鍵層の露出は良い。

林道香木原線から分岐する林道三間線を南に行き、トンネルを3つぐるとまもなく清澄層/安野層境界にあたる“さかさ” タフ (An1) が道の南側の露頭に認められる (地点①)。ここから南側には、厚いタービダイト砂岩が卓越する下位の清澄層が分布する。北側には、トンネル内部、トンネル入口付近などに特徴的な安野層の鍵層を観察することができる。一番北側のトンネルの南側出口の“みつ豆” タフ (An22) の下には「高木スランプ」(石原・徳橋, 2001) が認められる。ここでのスランプの層厚は1m程度と薄く、下部の泥岩偽礫の密集した層と上部の細粒砂から成るが、林道東山線 (図10) では厚く発達したスランプを観察することができる。

林道三間線と香木原線の分岐点を西に行き、トンネルを出てすぐ南側の露頭は、“からみ” タフ (An61) から“サンドイッチ” タフ (An49) までが密集して認められる (地点②)。露頭の状態は悪いが、安野層中部の重要な凝灰岩鍵層がまとめて観察できる。

林道東山線と林道香木原線が合流する地点の南側の露頭 (地点③) では、“こだま” タフ (An39) から“かきもち” タフ (An34) までの鍵層が連続露頭で観察できる。この露頭では、“こだま” タフ～“ひかり” タフ (An37) までの半遠洋性泥岩の層厚が他の地域の例と比べて薄く、凝灰岩層が比較的密集して産出する。また、タービダイト砂岩の挟在も少ない。この半遠洋性泥岩は粒度が粗く、細粒分が少ないことが原因となって全体に層厚を減じている可能性が高い。半遠洋性泥岩の堆積時、何らかの弱い流れがあって細かい粒子が堆積しにくかったと思われる。

4. 林道東山線 (南部) (図9)

林道東山線は、清和県民の森東端を南北に横切り、

清澄層上部から安野層上部までが向斜軸・背斜軸を挟んで分布する。このうち南部は向斜軸部に相当し、向斜軸南翼では“松田” タフ (An46) から“双葉山” タフ (An85) まで、そして北翼では“双葉山” タフから“出べその次郎” タフ (An28) までがほぼ連続して露出する。なお、“双葉山” は元相撲取りの名前ではあるが、凝灰岩鍵層の通称名である。

東山線南端の林道香木原線との分岐点の三叉路のすぐ北側の地点①周辺では、“松田タフ” (An46) から“第二からみ” タフ (An52) までがほぼ連続して露出する。全体的に泥岩は粗粒で、タービダイトの挟在も少ない。

地点①からさらに北方 (上位) に行くと、“ツイン” タフ (An68) が認められる (地点②)。“ツイン” タフは2枚の厚いスコリア凝灰岩から成るが、ここでは2枚のスコリア凝灰岩の間に流状シルト岩が挟まれている。この流状シルト岩はさらに西の高岩山付近まで行くとスランプ層へと変化することから、これがスランプ層縁辺部の岩相であると考えられる。また、下位のスコリア凝灰岩の直下の泥岩層には、脈状構造 (vein structure) が認められる。脈状構造は黒い脈状の構造が帯のように連続しており、地震による繰り返し剪断によって形成されたという解釈もある。房総半島の第三系にしばしば認められる (小川, 1980; 小竹, 1997)。安野層では特に上位になるほどより多く観察される傾向がある。

“ツイン” タフは、地点③で再び露出する。ここからはAn56から“三川谷” タフ (An73) までがほぼ連続して分布する。全体的に泥岩は粗く、タービダイト砂岩は挟在していても薄いものが多い。ここから北側 (上位側) は露頭が少ないが、地点④では、このルートではもっとも上位の鍵層である“双葉山” タフ (An85) が認められ、ちょうどその付近が向斜軸の中心付近に相当する。

地点⑤付近は、“出べその次郎” タフ (An28) から“山田” タフ (An32) が側方に連続して認められる。ちょうど走向方向とルートの方向が近い向きにあるために、同じ鍵層が断層で切られつつも連続して側方に追跡できることがわかる。タービダイト砂岩は全体に薄く、枚数も少ない。

5. 林道東山線 (北部) (図10)

林道東山線 (北部) では、背斜軸部に清澄層、軸の両翼すなわち南部と北部に安野層がそれぞれ分布する。安野層は凝灰岩鍵層“出べその次郎” タフ (An28) から“さかさ” タフ (An1) まで、清澄層は少なくとも“オコワ” タフ (Ky31) 層準までが確認できる。

地点①では、“どんべえ” タフ (An20)、“どんじり” タフ (An19) と“かくし文” タフ (An21)、“みつ豆” タフ (An22) の間に挟在する「高木スランプ」を観察す

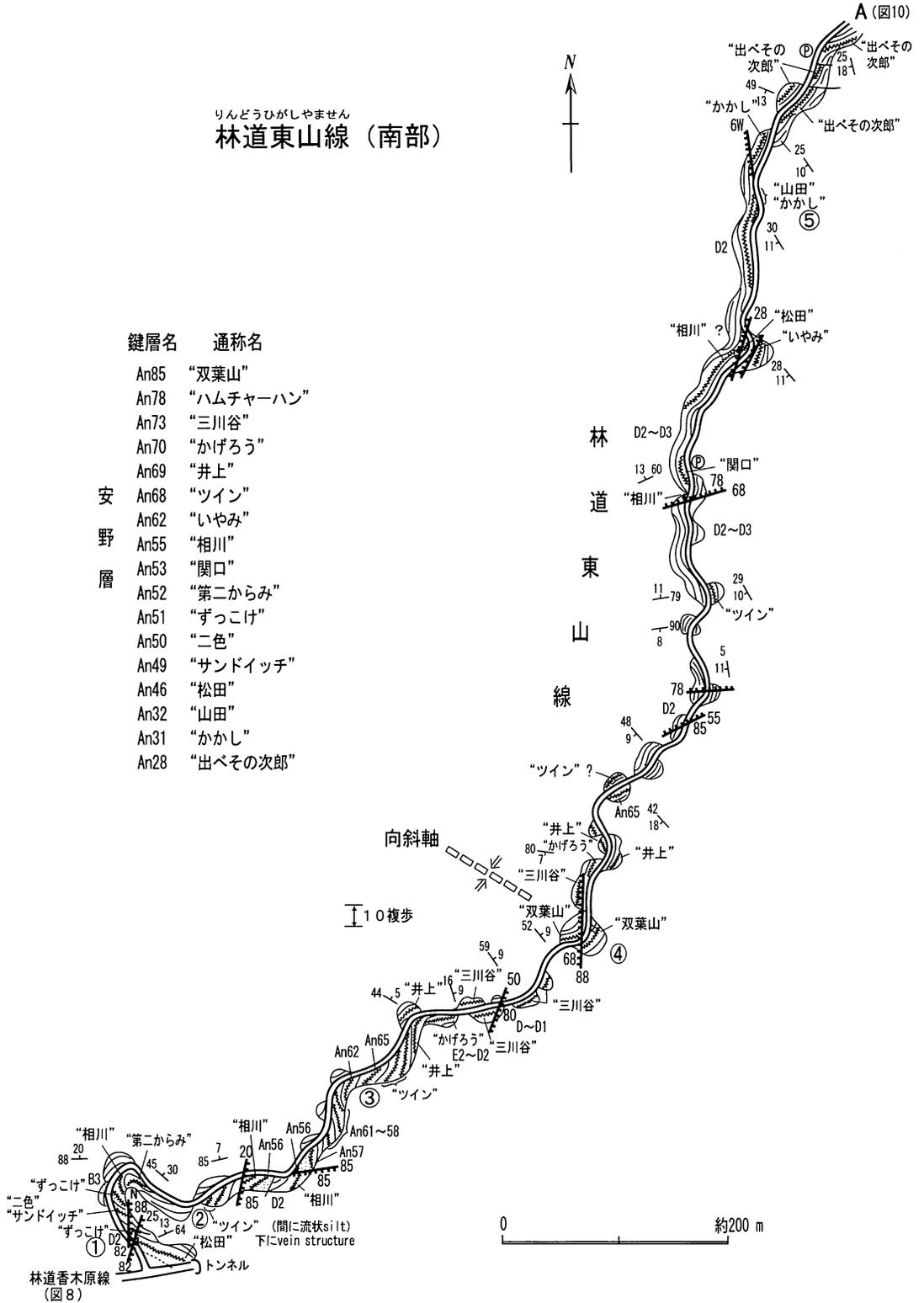


図9. 林道東山線 (南部) のルートマップ. 記号等の凡例は, 図6 参照.

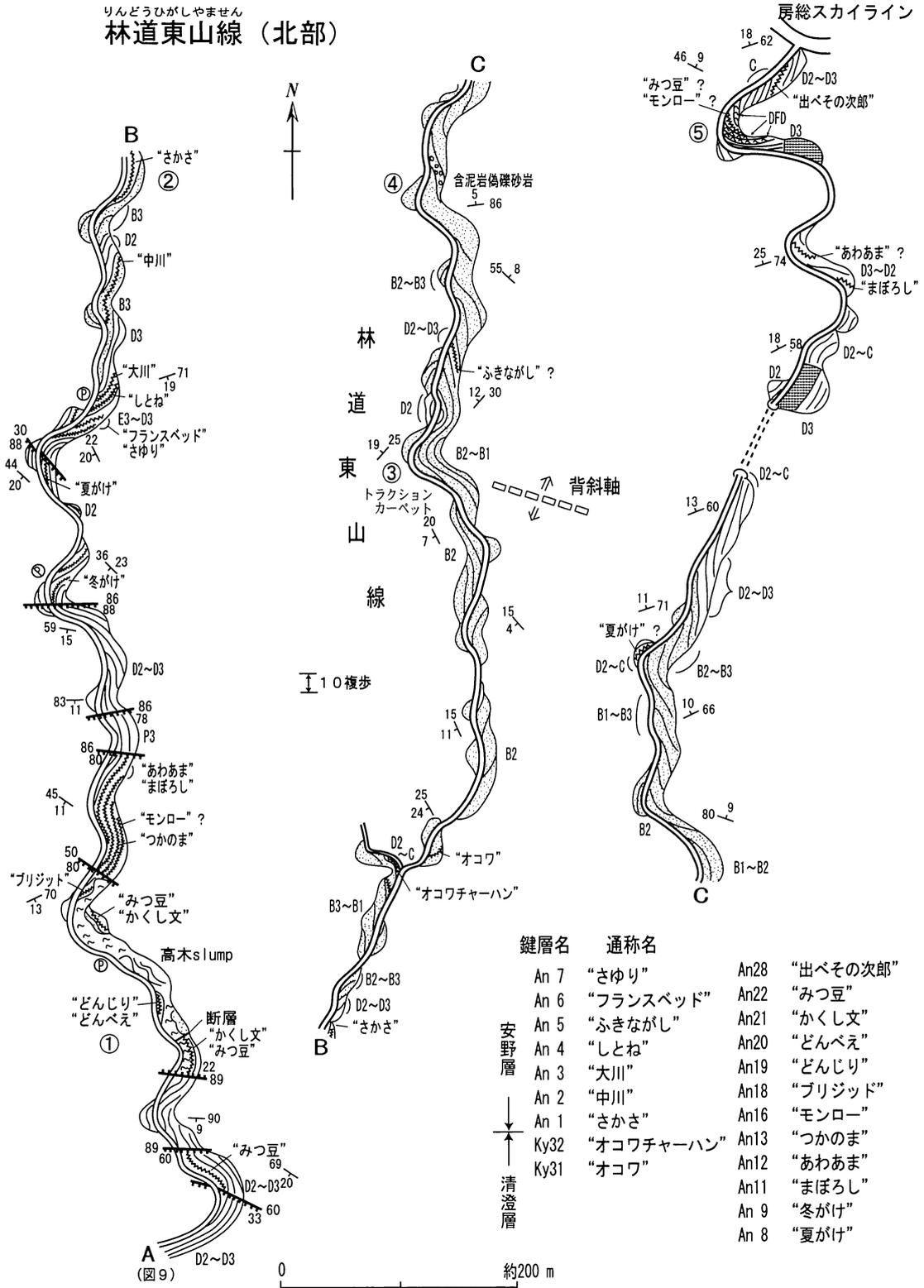


図 10. 林道東山線 (北部) のルートマップ. 記号等の凡例は, 図 6 参照.

ることができる。このルートの「高木スランプ」は、下位からいわゆるスランプ褶曲した層、含礫泥岩及び含泥岩偽礫泥岩、凹凸を埋める砂岩層から成る。下位のスランプ層はしばしば直下の“どんべい”タフ・“どんじり”タフをスランプに巻き込むため、スランプ底面の境界ははっきりしないが、部分的には凹凸をもっているように見える。上位の含礫泥岩及び含泥岩偽礫泥岩はいわゆる海底土石流堆積物のような岩相をもち、大きな偽礫の場合には直径1m以上の大きさを有する。スランプの最上部には、底面の凹凸を埋めるように砂岩が分布している。砂岩はやや粗粒で、軽石などを含んだ葉理が認められることが多い。

タービダイト砂岩が卓越する砂勝ち互層の清澄層から泥岩が卓越する泥勝ち互層の安野層へと移行する境界付近に“さかさ”タフ(An1)があり(地点②)、実質ここに清澄層と安野層の境界が設定されている。“さかさ”タフは、下部が粗粒なスコリア及び軽石の層、上部がラピリサイズのスコリアおよび軽石の層からなる。このため、名前の由来の通り「逆級化」しているように見えるためわかりやすく、目立つ鍵層となり、この地域では広く対比されている。“さかさ”タフと“中川”タフ(An2)の間は、林道三間線(図8)のように泥岩層が卓越することが多いが、向斜北翼(背斜南翼)では等量互層を間に挟む。

林道東山線をさらに北に進むと、タービダイト砂岩が卓越する下位の清澄層が露出する。目だった鍵層が少なく、傾斜も緩いためにはっきりしないが、清澄層でも上部の層準のみが露出していると考えられる。地点③では、この砂勝ち互層のなかに、トラクシオンカーベットの堆積物と考えられている特徴的な堆積構造を有するタービダイト砂岩がある。この砂岩は、チャンネル構造を有する上位の砂岩と合体した厚さ60cm程度の砂岩であるが、その下部に、厚さ数10cmにわたって、0.5~3cm程度の厚さの逆級化する葉理が繰り返す堆積構造がみられ、専門家の間では、トラクシオンカーベットとよばれている。このような堆積構造は、混濁流で運搬されたものが、堆積直前の底面近くで、粒子の密度が濃くなり、粒子同士の衝突などによる相互作用が起き、それが何度か繰り返されて形成されたと考えられている(Lowe, 1982)。しかしながら、その形成メカニズムをめぐっては、いろいろな議論がなされている。

地点③からさらに北に進むと、地層は北落ちになり今度は上位に向かって進むことになる。すなわち、先ほどのトラクシオンカーベットの堆積物が認められる付近に背斜軸部が存在すると思われる。地点④には、含泥岩偽礫砂岩が認められる。層厚もそれほど厚くなく、傾斜も緩いためには構造的な差などは認められないが、ここから上位には清澄層に属する鍵層が認められないため、清澄層の上部はここでは削剥されて失われ

ている可能性が高い。ここから北方に上位に向かってゆくと層厚1mほどのタービダイト砂岩が卓越し、砂勝ち互層の最上位には“夏がけ”タフ(An8)と考えられる鍵層が出ているが、それ以外に明瞭な鍵層は認められない。

房総スカイラインと林道東山線の合流地点からすぐ南には、“出べそ次郎”タフ(An28)が認められる。ここから南方の下位へ行くと“みつ豆”タフ(An22)もしくは“モンロー”タフ(An16)と思われる鍵層が認められ、これらは複数挟在する海底土石流堆積物と互層する(地点⑤)。海底土石流堆積物はほとんど泥岩偽礫(同時侵食礫)のみから成り、基質に多くの軽石を含む。背斜北翼の安野層下部はしばしば凝灰岩鍵層の顔つきが変わり、岩相変化も著しく、鍵層の正確な対比が困難な場合が多い。

6. 林道旅名線(図11)

林道旅名線には、下位は“松田”タフ(An46)下位の砂勝ち互層から、上位は黒滝不整合を介し、上総層群までが露出する。“松田”タフから下位は安野層に認められるタービダイト優勢互層・チャンネル相であり(石原・徳橋, 2001)、明瞭な鍵層は認められない。

地点①は、露頭の状態は悪いが含泥岩偽礫砂岩と泥岩が認められる。含泥岩偽礫砂岩は、このルートのすぐ西側の沢において顕著に認められ、厚いスランプ層やチャンネル構造などを介して清澄層を直接覆うと考えられる。さらに西の高岩山付近になると、この層準は天津層を直接覆う。チャンネル相の上位に認められる凝灰岩鍵層は“ひかり”タフ(An37)であるが、このルートでは認められない。

“松田”タフ(An46)から上位は、“双葉山”タフ(An85)まで、断層が多く連続性はあまりよくないが、ほぼ連続的に露出する。東西系の断層が多く、同じ層準が繰り返して露出する場合も多い。“双葉山”タフは背斜北翼では厚く5mを超える場合もあるが、ここでは1~2m程度である(地点②)。全体的に泥岩は粗粒で、凝灰岩の細粒部も失われていることが多い。

黒滝不整合は、房総半島東部では安野層のほとんどの部分を削剥しているが、高岩山において“山田”タフ(An32)付近まで削り込む例を除くと、清和県民の森では“双葉山”タフ(An85)~An90程度までが残されている場合が多い。林道旅名線では、泥岩がAn92の上位で粗い泥質砂岩に変化し、さらに凝灰質な砂岩となる(地点③)。山頂沿いには不整合直上の礫と思われる露頭も分布することから、不整合及びその上位に重なる上総層群は山頂部にのみ点在していると考えられる。

7. 林道大鹿倉線(図12)

背斜北翼部にあたる大鹿倉線では、“フランスベッ

小糸川上流域における林道沿いの地質学的ルートマップ

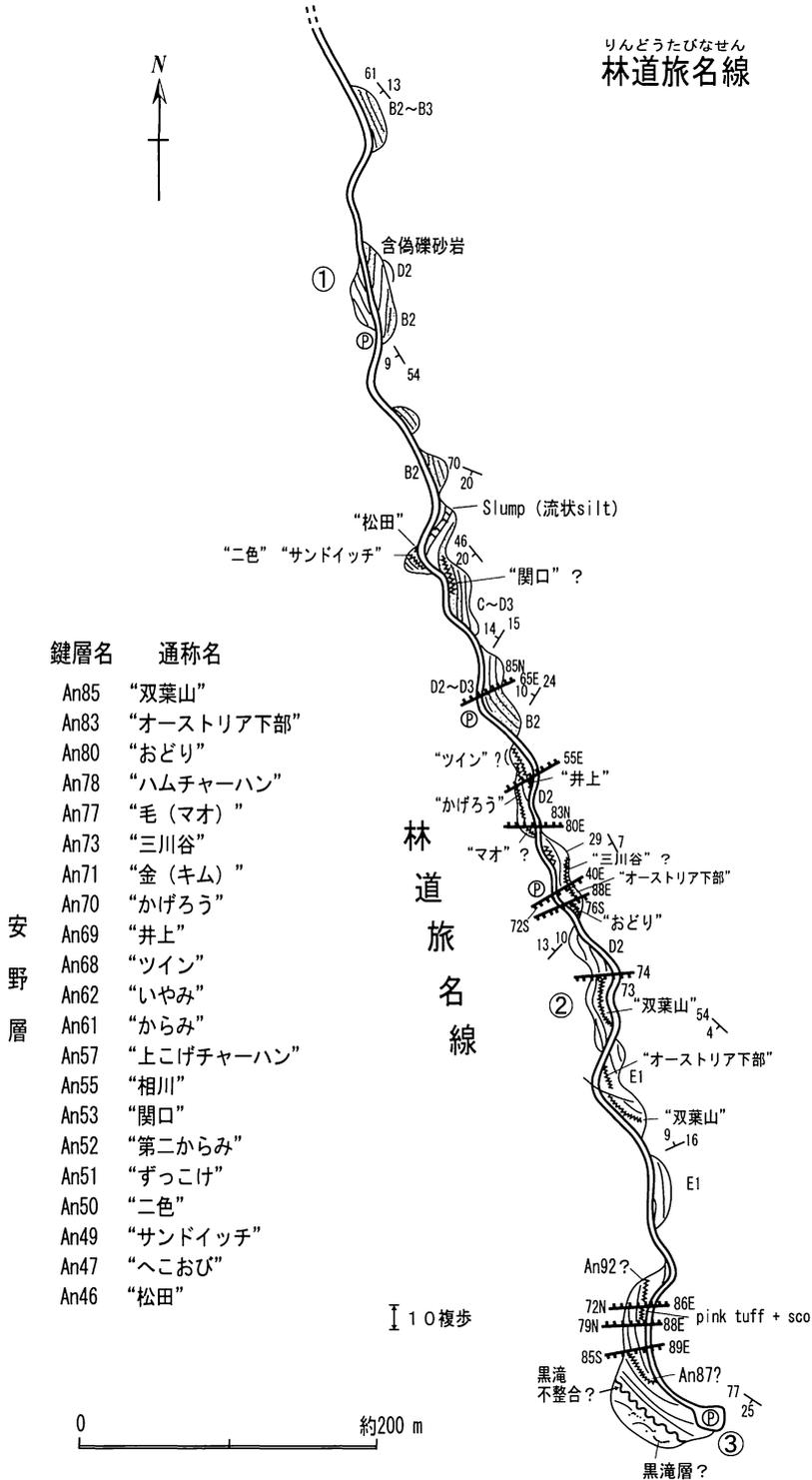


図 11. 林道旅名線のルートマップ。記号等の凡例は、図 6 参照。

りんどうおおしかぐらせん
林道大鹿倉線

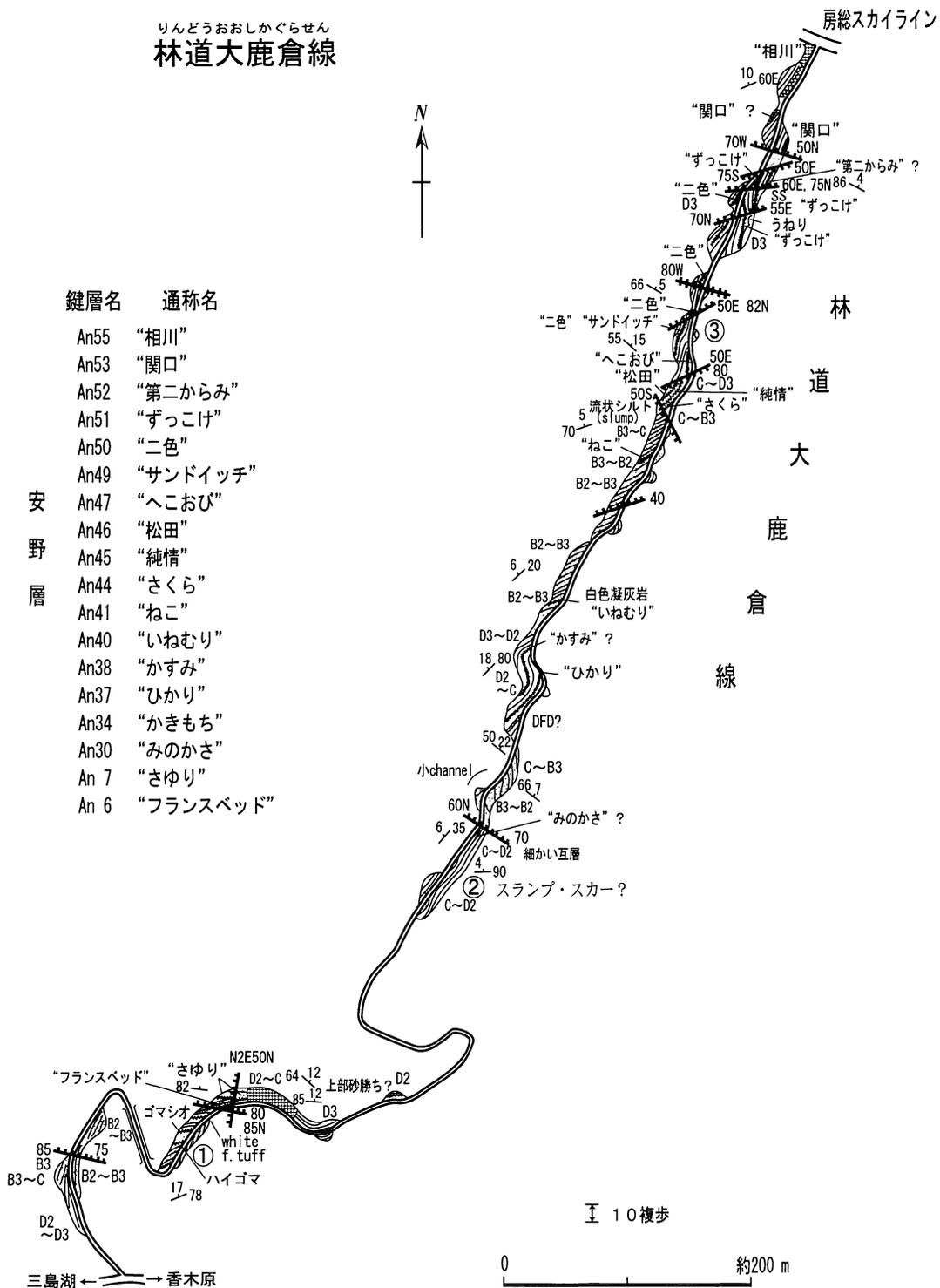


図 12. 林道大鹿倉線のルートマップ。記号等の凡例は、図 6 参照。

ド”タフ (An6)~“相川”タフ (An55) 層準までが露出する。砂勝ち互層を多く挟み、模式ルートである小櫃川支流の猪の川と比べてタービダイト砂岩がより厚く堆積しやすい環境であったと考えられる。“ひかり”タフ (An37) より下位は砂勝ちの互層からなる場合が多く、小さなチャンネル構造や自然堤防の堆積物なども認められる。

三島湖にかかる橋を渡ってすぐの北側の露頭は全体的に等量互層で、一番上位には“さゆり”タフ (An7)、“フランスベッド”タフ (An6) が認められる(地点①)。下位の等量互層中には複数の凝灰岩が認められるが、明瞭に対比できるものはない。林道大鹿倉線のすぐ東にある沢では、同層準がスランプ層を含む砂勝ち互層となっており、この周辺では、岩相の側方への変化が大きい層準であるということがわかる。

地点①の露頭からしばらくは露頭がないが、地点②からは連続した露頭が続く。地点②は、厚さ数 cm のタービダイト砂岩とやや粗い泥岩の互層から成り、スランプ滑り面のあとと考えられるスランプ・スカーも認められる。基本的には、これらはチャンネル周辺の自然堤防の堆積物であると考えられる。この薄い砂岩と泥岩の互層の上位には、上下の厚い砂岩層が下位層の侵食により相互に合体したチャンネル相を思わせる露頭を観察できる。

地点②から上位へは、“ひかり”タフ (An37) と対比されると思われる凝灰岩から“相川”タフ (An55) まで断層が多く、ときおり露頭が途切れるが、主要な凝灰岩鍵層は露出し、“へこおび”タフ (An47)~“相川”タフ (An55) までほぼすべての鍵層を観察することができる。

おわりに

本論文では、千葉県清和県民の森が広がる房総半島中部域の小糸川上流域の三島湖や豊英湖周辺の地質の概要を紹介するとともに、各地層(累層)の岩相やそこに挟在する凝灰岩鍵層を実際に観察したり確認できるように、林道など主な道路沿いの地質ルートマップを示した。今後、これらのルートマップが本地域の地質の普及や研究の一助になることを望むとともに、これらの露頭がむやみにコンクリートで被覆されてしまわないように切に望みたい。動物や植物と同じように、崖や地盤を作る地層や岩石も自然の一部であり、人と地下(足元)の世界(地球)とをつなぐ貴重な窓口であるとともに、防災上非常に重要な地下の構造を正確に把握する上での大変貴重な情報源であることを認識することは極めて重要である。

一方、対象とした地域の各ルートでの凝灰岩鍵層や岩相の分布のみならず、これらの地層がどのように形成されたのか、またそのことを明らかにする上で、凝灰岩鍵層はどのように利用されまた役立っているの

か、などについて具体的に知りたい場合には、徳橋(2002)を参照されたい。本書は、今回の対象地域を含む清澄山系に分布する安房層群上部の清澄層や安野層のタービダイト砂岩を対象にした高精度の研究結果をわかりやすく解説した話題を骨格に、旧工業技術院地質調査所(現在の産業技術総合研究所地質調査総合センター)編集の地質ニュースに連載された「タービダイトの話」シリーズなどをまとめ、一冊の単行本としてまとめたものである。本論文に出てくる凝灰岩鍵層により親しみをもつ上で、またそれらを活用することによって明らかにされた本地域に分布する地層及び個々の岩相の形成過程についての学問的成果を知る上で、本書が役立つことが期待される。

謝 辞

本論文をまとめる機会を与えていただいた千葉県立中央博物館学芸員の大木淳一博士をはじめとする本特別号の編集者の皆様、また大変丁寧な査読をしていただいた同博物館学芸員の高橋直樹氏に厚くお礼を申し上げます。現地での調査にあたっては、それぞれ三島湖および豊英湖でのモーターボートの使用を許可していただいた木更津土地改良事務所及び君津工業用水道事務所の関係者の皆様にご心からお礼を申し上げます。また、君津市豊英の鎌田屋旅館の皆様には、現地でのいろいろな便宜を図っていただきました。本論文における一部図面の作成にあたっては、産業技術総合研究所地圏資源環境研究部門非常勤職員の久保紀子氏の協力を得ました。併せて厚くお礼を申し上げます。

引用文献

- 千葉県立中央博物館(編). 1993. 地学資料「三浦層群中部鍵層集 I (1992 年版)」。124 pp. 千葉県立中央博物館, 千葉市。
- 千葉県立中央博物館(編). 1994. 地学資料「三浦層群中部鍵層集 II (1993 年版)」。82 pp. 千葉県立中央博物館, 千葉市。
- 千葉県立中央博物館(編). 1994. 地学資料「三浦層群上部鍵層集 I (1994 年版)」。77 pp. 千葉県立中央博物館, 千葉市。
- 千葉県立中央博物館(編). 1996. 地学資料「三浦層群上部鍵層集 II (1995 年版)」。83 pp. 千葉県立中央博物館, 千葉市。
- 千葉県立中央博物館(編). 1997. 地学資料「三浦層群下部鍵層集 I (1996 年版)」。75 pp. 千葉県立中央博物館, 千葉市。
- 千葉県立中央博物館(編). 1998. 地学資料「三浦層群下部鍵層集 II (1997 年版)」。65 pp. 千葉県立中央博物館, 千葉市。
- 池田 宏. 2001. 地形を見る目. 152 pp. 古今書院, 東京。
- 小竹信宏. 1997. 安房地域の地質. In (財)千葉県史料研究財団(編), 千葉自然誌 本編2 千葉県の大地(千葉県史 41), pp. 101-127. 千葉県, 千葉市。
- 石原与四郎・徳橋秀一. 2001. 千葉県清和県民の森周辺

- の地質—とくに安房層群清澄層・安野層の層序と構造について—。地質調査研究報告 52: 383-404.
- Lowe, D. R. 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sed. Petrol.* 52: 279-297.
- 中嶋輝允. 1978. 房総半島におけるフリッシュ堆積物の堆積環境—黄和田層・黒滝層・安野層のフリッシュ相と縁辺相の関係を中心に—。地質学雑誌 84: 645-660.
- 中嶋輝允・牧本 博・平山次郎・徳橋秀一. 1981. 鴨川地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅). 107 pp. 地質調査所, つくば市.
- 新妻信明. 1976. 房総半島における古地磁気層序学. 地質学雑誌 82: 163-181.
- 小川勇二郎. 1980. 三浦・房総両半島の新第三系シルト岩中にみられる細脈状破断碧岩. 九大理研報 (地質) 13: 321-327.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・岡 重文・ト部厚志・遠藤 毅・堀口万吉・江藤哲人・菊池隆男・山内靖喜・中嶋輝允・徳橋秀一・楡井 久・原 雄・中山俊雄・奈須紀幸・加賀美英雄・木村政昭・本座栄一. 1995. 東京湾とその周辺地域の地質 (第 2 版). 特殊地質図 (20). 109 pp. 地質調査所, つくば市.
- 徳橋秀一. 1976a. 清澄層 Hk 層準フリッシュ型砂泥互層の堆積学的研究 (その 1)—砂泥互層の層厚・岩相変化と砂岩層の形態—. 地質学雑誌 82: 729-738.
- 徳橋秀一. 1976b. 清澄層 HK 層準フリッシュ型砂泥互層の堆積学的研究 (その 2)—砂岩層の堆積機構と堆積環境—. 地質学雑誌 82: 757-764.
- Tokuhashi, S. 1979. Three dimensional analysis of a large sandy-flysch body, Mio-Pliocene Kiyosumi Formation, Boso Peninsula, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral.* 46: 1-61.
- 徳橋秀一. 1997. 清澄山系の地質. In (財)千葉県史料研究財団(編), 千葉自然誌 本編 2 千葉県の大地 (千葉県史 41). pp. 163-200. 千葉県, 千葉市.
- 徳橋秀一. 2002. タービダイトの話 (地質ニュース復刻版). 251 pp. 実業公報社, 東京.
- 徳橋秀一・壇原 徹・岩野英樹. 2000. 房総半島安房層群上部の 8 凝灰岩のフィッシュン・トラック年代. 地質学雑誌 106: 560-573.
- 徳橋秀一・岩脇丈夫. 1975. フリッシュ型砂泥互層の面的単層解析. 地球科学 29: 262-274.
(2003 年 2 月 25 日受理)

Geology around the Upper Stream Area of the Koito River in the Middle Part of the Boso Peninsula, Chiba Prefecture, Central Japan—Special Reference to the Distribution of Tuff Markers and Lithology along some Forest Roads—

Shuichi Tokuhashi and Yoshiro Ishihara

Geological Survey of Japan, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST),

C-7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba 305-8567, Japan

In this paper, the authors first introduced the outline of the geology in the upper stream area of the Koito River on the middle part of the Boso Peninsula on the basis of the detailed mapping works, including trace of many tuff marker beds. Several geologic route maps are shown in order to indicate the distribution of individual tuff marker beds and lithofacies along the main forest roads, which are expected to promote the understanding of geology in the area.