

平成26年度
応用理学部会現地見学会

チャート三昧巡検
～チャートとP-T境界～

巡検案内書

平成26年7月19日（土）～7月21日（月）

案内：鈴木紀毅氏（東北大学大学院理学研究科 地学専攻）

加藤ひかる氏（東北大学大学院理学研究科 地学専攻 大学院生）

主催：公益社団法人 日本技術士会東北本部 応用理学部会

概略見学工程

公益社団法人 日本技術士会東北本部 応用理学部会

<第1日、7/19(土)>

時間(頃)	距離(km)	場所	内容など
9:00	0	⑩盛岡駅	新幹線、在来線による参加者のピックアップ
9:30	5	① 土木技術センター	集合場所、受付、費用徴収、資料配付
10:00			出発
11:00	59	②道の駅くずまき	トイレ休憩
11:20	77	③ローソン	途中、買い物など
11:30	85	④森のそば屋	昼食
12:30			出発
13:00	103	⑤stop1	P-T 境界
	108	⑥stop2	石炭紀チャート
	125	⑦stop3	三畳紀石灰岩
17:00			出発
		⑨stop6	北上準平原
18:00	165	⑧くろさき荘	宿泊先、国民宿舎くろさき荘

*見所（鈴木先生より）

- ・世界的に有名となったペルム紀—三畳紀境界。地層の分布を大局に決める重要なすべり面となっているものがここでは保存されている。
- ・石炭系チャートは国内でも分布が少なく、珍しい地層。
- ・重要な石灰石資源となるが未採掘で残る安家石灰岩。

<第2日、7/20(日)>

時間(頃)	距離(km)	場所	内容など
8:00	0	⑧くろさき荘	宿泊先、出発
8:15	10	⑨stop6	北上準平原
9:00			出発
9:45	43	⑩stop5	マリンローズパーク野田玉川 9:00 開園 Mn 鉱床、チャート坑道
12:00			出発
12:05	38	⑪道の駅のだ	昼食
13:00			出発
14:00	85	⑫stop7	鷹の巣断崖
14:30			出発
15:30	128	⑬道の駅たろう	トイレ休憩。
15:45			出発
16:15	147	⑭stop8	浄土ヶ浜
17:30			出発
18:00	167	⑮ゆったり館	宿泊先

***見所（鈴木先生より）**

- ・マリンローズパークは菱マンガンを採掘していた坑道の跡。坑道のすべてが層状チャートからなるため、チャートがもともと山の中でどうなっていたかをつぶさに見ることができる珍しいところ。
- ・北山崎付近は、真っ平らな”北上高原”を一望できる。あるいは、鷹の巣断崖でもよい。鷹の巣断崖では、真っ平らな”北上高原”を一望できるとともに、3.11による地盤沈下の形跡を遠望できる。

<第3日、7/21(月；祝日)>

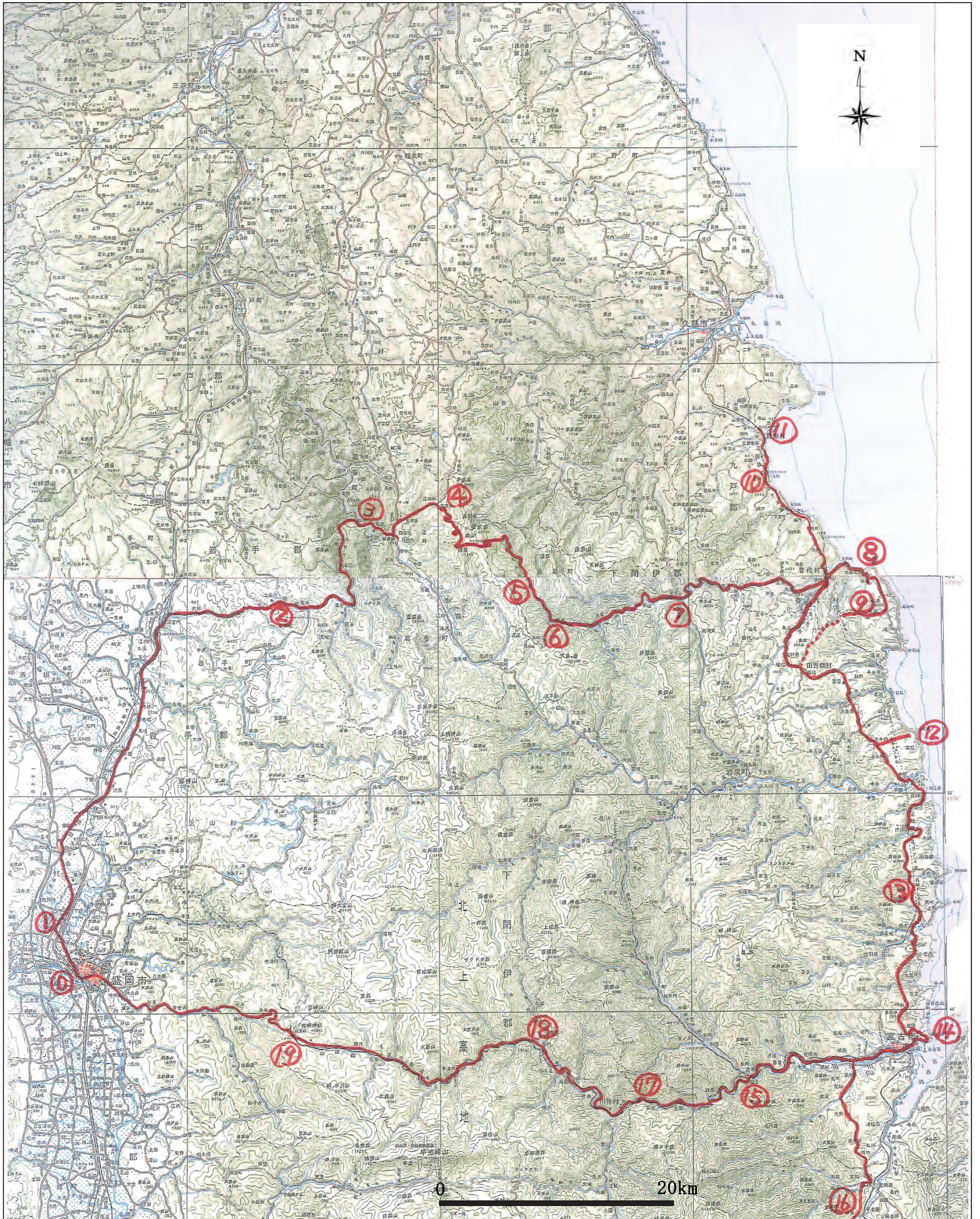
時間(頃)	距離(km)	場所	内容など
8:00	0	⑮ゆったり館	宿泊先、出発
9:00	35	⑯stop9	三畳紀-ジュラ紀連続チャート(豊間根林道入口)
11:00			出発
12:00	77	⑰stop10	チャート・珪質泥岩漸移層
13:30			出発
13:45	92	⑱道の駅やまびこ	昼食
14:30			出発
15:00	117	⑲道の駅 ビーフビレッジ区界	トイレ休憩?
15:30	144	⑩盛岡駅	新幹線、在来線利用者解散
16:00	149	① 土木技術センター	自家用車参加者解散

***見所(鈴木先生より)**

- ・山田町は、今回の見学会のメイン。崩壊しているのとそうでないチャートを地質年代と一緒に説明してもらえる。
- ・川井村坂本は、今回の見学ではここでしか見られないチャート・珪質泥岩境界。ほとんどの地域で断層に切られるが、斜面崩壊の原因とあまりならない。



鈴木先生からご提供頂いた巡検ルート図 (stop 数字は工程表と一致)



概略ルート図（丸数字は工程表と一致）現地状況で変更あります。

<現地見学会宿泊先>

宿泊年月日	宿泊先	住所	電話番号
H26/7/19（土）	国民宿舎 くろさき荘	〒028-835 岩手県下閉伊郡普代村第 2 地割字下村 84 番地 4	0194-35-2611
H26/7/20（日）	ゆったり館	〒028-2101 岩手県宮古市茂市 8-53	0193-72-3800

チャート三昧巡検

案内者：鈴木紀毅・加藤ひかる（東北大学・大学院地学専攻）

期日：2014 年 7 月 19 日（土）～7 月 21 日（月・祭日）

※ この資料は巡検参加者のために作成されたもので，不特定多数への提供はご遠慮下さい（メーリングリストも含む）．業務で使いたい情報がある場合，ご相談下さい．

はじめに

1. 国土開発と付加体

理科年表（国立天文台編，2013）によれば，日本列島における古生界～中生界の分布面積は 43 千万 km^2 あり，日本列島の 12.0% の面積を占めるという．ここでいう古生界～中生界のほとんどは，付加体という地層にあたる．四国地方のほとんどや紀伊半島は付加体で占められるなど重要な地層で，東北地方では北上山地の北半分が付加体から構成される．付加体の地層には，コンクリートや砂利の材料となる石灰岩やチャートがあり，昭和 30～40 年代は重要な国産資源であったマンガン鉱床はチャートに胚胎されているなど，資源的にも利用価値があった．昭和 50 年代後半から現在には，今の海洋底には残されていない深海の地層をつぶさに観察出来る希有な地層として，地球科学で重要な研究対象となっている．このような関心とは別に，付加体は日本の山岳地帯を構成する地層としての日本の国土開発とは切っても切れない関係がある．明治時代の鉄道網開発では人力による線路道を開く必要があったが，付加体の地層の硬さと脆さのためにトンネル掘削は容易ではないこともあり，山麓に貼りつくような鉄路を作る一員ともなった．国土に道路網が整備されるようになると，林業で使う道路や近隣の集落をむすぶ生活道路工事で作った法面や，シールド工法を用いないトンネル掘削では，付加体の地層は予期せぬ崩壊などを起こすこともあった．鉄道網や道路網の開発が一段落ついた現在，現在は維持管理で付加体の地層を扱う現状になっていることであろう．林道に入ってみれば，維持管理が行き届いていないところでは，付加体のチャートが崩れて通れなくなっていたり，林道自体が滑落しているなどを目にすることも多い．

2. 巡検の目的

チャートは脆い地層として，付加体が分布する場所では防災上監視すべき対象ともいえる．しかし，実際の露頭をみると，激しく褶曲している地層が大々的に露出しているところが崩れていなかったりすることに気がつく．褶曲していない地層にしぼっても，崩れそうにもない露頭もあれば，ぎゃくにボソボソに崩れている場所もある．地質学者にとってもそれらはチャートの個性程度に認識にしかなかった．近年，チャートの地球科学的研究が進展し，チャートには地質時代ごとに特有の性質があることがだんだん分かってきた．このような地球科学的な新知見から，単純にチャートの個性といえない点も見えてくるようになった．

この巡検では，チャートの全層準を地球科学的見地から観察を行う．技術士会見学会と

して、そこから得られる知見があれば幸いである。

3. 海洋プレート層序

チャートとは、 SiO_2 が九十数%以上からなる堆積岩で、北部北上山地で観察する予定のチャートは、放散虫や珪質海綿という生物の骨片由来の生物源物質からなる地層である。外洋性生物である放散虫からできている一方、砂や泥などの陸地が削れてできた粒子がまったく入ってこない。このことから、チャートは遠洋性堆積物とされている。プレートテクトニクス説が日本で普及する前の 1970 年以前、日本のチャートは熱水活動で形成されたという説もあったが、そのような事例はごくわずかであると今は考えられている。

付加体の地層は、プレート運動で海溝にもたらされた地層が地球内部深くに取り込まれずに剥ぎ取られ、最終的に地殻上部に残された地層である。地層の組合せには規則性があり、ジュラ紀に形成された付加体を例にとると、最下部が海洋地殻由来の玄武岩からなり、その上に堆積物が重なる地層からなる。最下部の地層は層状チャート、ごくわずかに熱水活動由来のチャートがあったり、石灰質の薄層が挟まることがある。その上位には層状チャートが重なる。その上位は徐々に珪質泥岩、泥岩、砂岩（場合によっては礫岩も伴う）へと変わる。上方に向かって地層の粒子が粗くなることから、上方粗粒化するという。このような一連の地層は、海洋プレート層序と呼ぶ。この巡検では海洋プレート層序の全容を観察する。

4. 海洋プレート層序の成り立ち

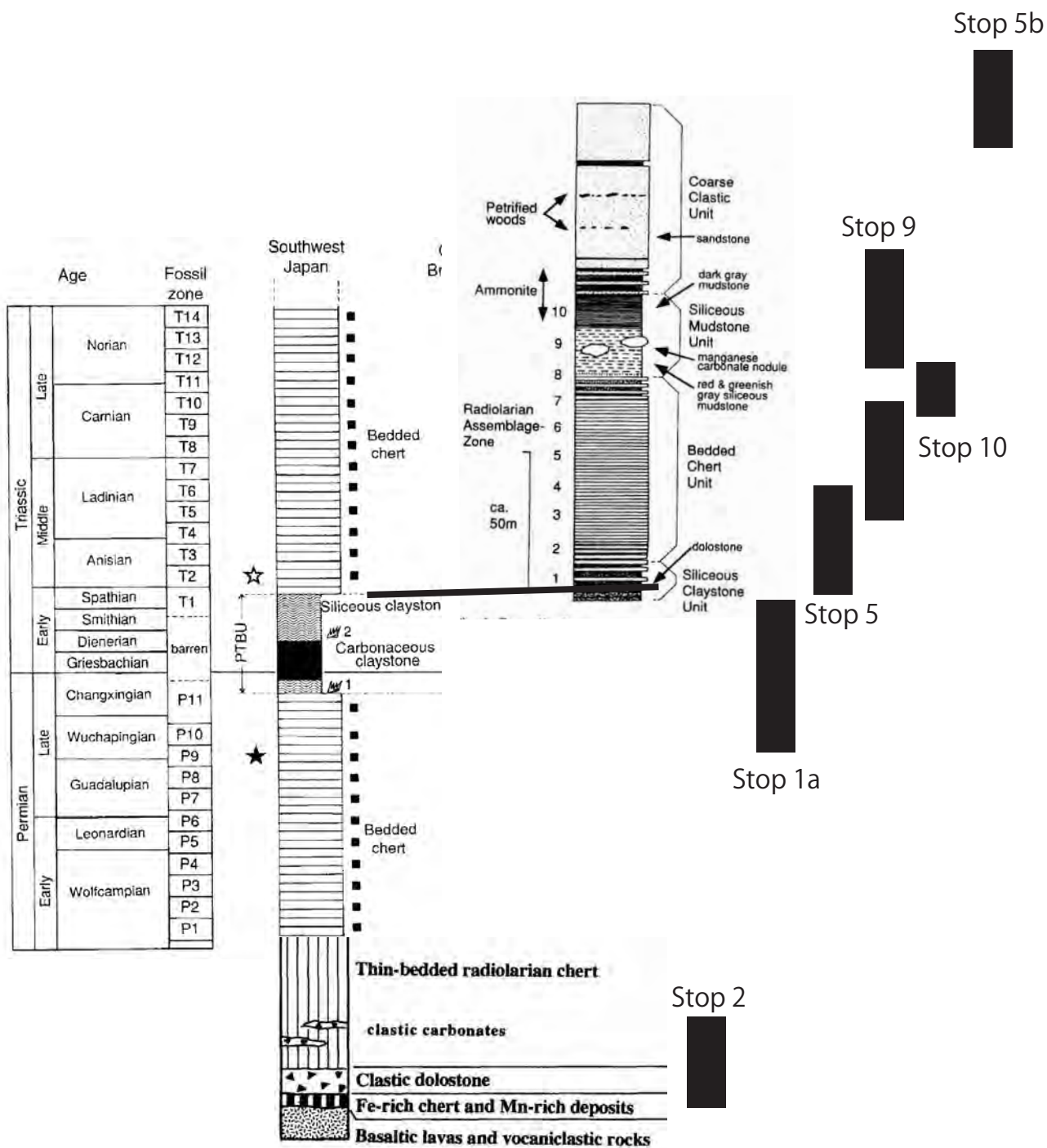
付加体の地層は、海嶺で形成された海洋地殻がプレート運動で移動し、海溝まで運ばれた地層からできている。今回観察する付加体の地層は、海嶺から海溝まで海洋地殻が移動するのに 1 億 5000 万年かかっており、移動する間に海洋地殻の上に地層が溜まっていく。海嶺から海溝に移動すると言うことは、徐々に陸地に近づくということでもある。海嶺ではマントル物質が冷えて岩石化して海洋地殻を作る。岩石になって日が浅いので地殻はまだ熱く（地殻熱流量が高いという）、密度も小さいことから海嶺というのは海の中で大山脈を作る。この海底大山脈が十分に浅いと石灰質の堆積物が溜まることもある。海洋地殻は海洋底拡大にともない海嶺の両側にベルトコンベアのように移動する。移動するのに時間がかかることから、海洋地殻は徐々に冷えて密度が高くなっていき徐々に沈降していく。現在の海では水深 4000m くらいに達する。水深が深くなると、石灰質のものは溶けやすいことから、海洋地殻に溜まる地層は放散虫などの珪質生物遺骸からなる。これがチャートの元である。海洋地殻が移動して陸地に近づくと、徐々に風に乗るような微粒子が海底の堆積物に混じるようになってくる。このように風に乗るような微粒子を風成塵と呼ぶが、風成塵のもたらされる様子は、日本の火山噴火や、中国大陸からもたらされる PM2.5 や砂嵐などの気象図を思い浮かべて欲しい。このような風成塵が放散虫遺骸と混じってできる岩石が珪質泥岩である。気象図を思い浮かべると、風成塵が届くところとそうでないところ

ろの境界ははっきり引くことができない不明瞭なものである。その不明瞭さは岩相の変化にも見て取ることができ、チャートから珪質泥岩へは地層でも徐々に変わっていく。

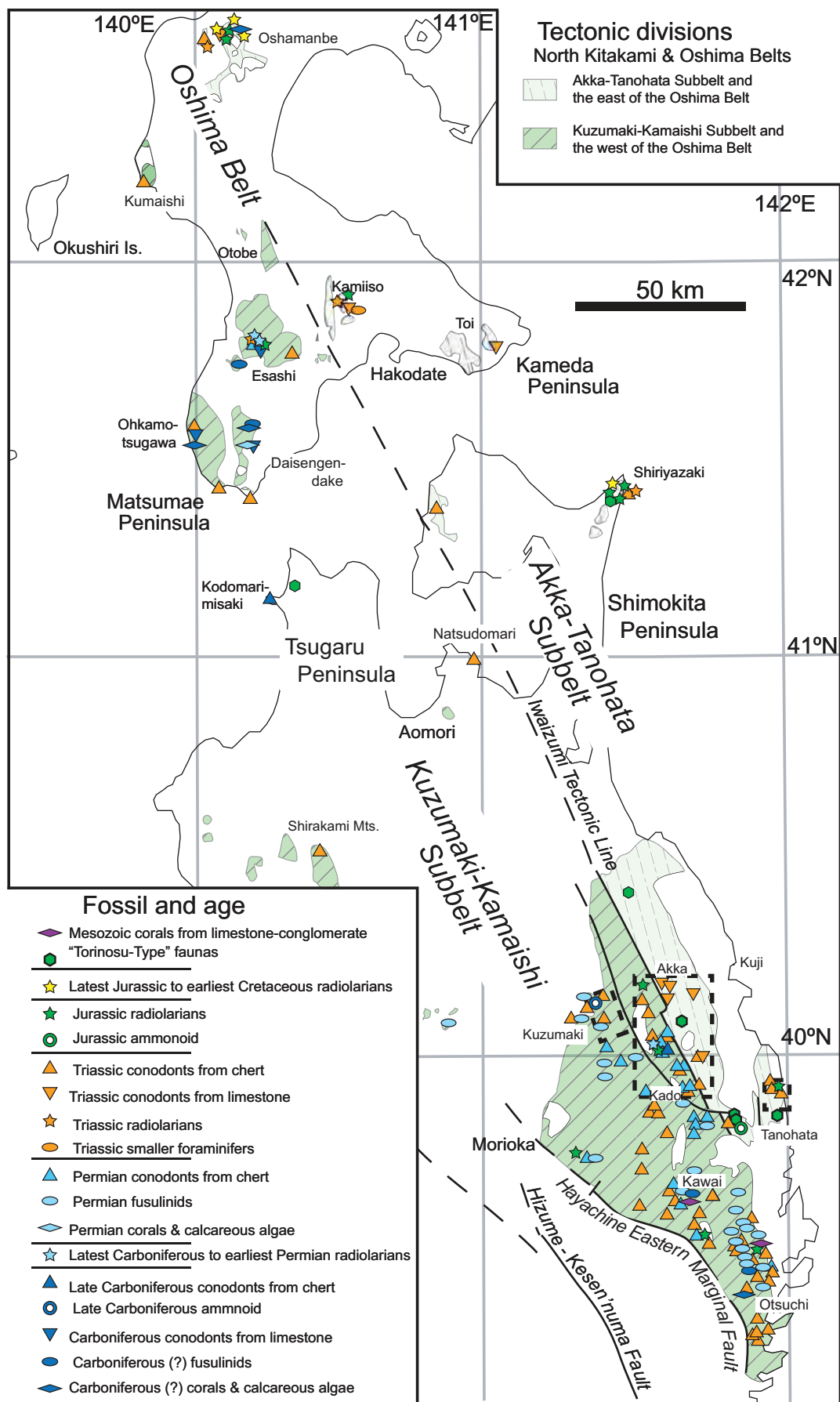
泥岩の元となるシルトなどは風に乗るには重すぎるため、陸から海に流れ出して地層の堆積場にもたらされる。珪質泥岩が堆積している海洋地殻上の堆積場がさらに陸にプレート移動すると、水の中をただよふことができる粒子が堆積するようになる。そうなると地層は珪質泥岩から泥岩へとかわる。

上方粗粒化する海洋プレート層序の最上部は、砂岩主体でまれに礫岩も伴う。砂岩や礫の元となる粒子は重く、水深 6000m を超えるような海溝を横切って沖合に粒子がただよいながら到着することはまずは起きない。実際、砂岩と礫岩は海溝や陸側斜面にはみられても、それらが海溝の沖側には分布しない。

このような海洋プレート層序の成り立ちを吟味することで、過去のプレート運動の歴史を復元している。玄武岩に堆積岩が積み重なっている部分は海嶺に地層が溜まり始めた記録、玄武岩直上の堆積岩にみられる石灰質堆積物の上限は石灰質分が海水に溶け出す水深に当時の海底面が沈降したことを示す記録、珪質泥岩に移り変わるところは風成塵が届くところまで堆積場がプレート移動した記録、そして砂岩となる地層が始まるところがプレート移動で堆積場が海溝に達した記録、といった具合である。もちろん、地球科学的な厳密な研究では、ここまで単純ではない。



海洋プレート層序と、今回の巡検で観察する層準の一覧図



第2図 北部北上帯（渡島帯を含む）の化石産地と化石年代.

見学地点解説

この巡検では、チャートを中心に海洋プレート層序の地層を観察する。残念ながら北部北上山地にはすべての層準を1個所で見学できる場所は見つかっていない。Stop 番号は、『平成 26 年度見学会（チャート三昧巡検）』にあわせてある。見学地点の多くは、三陸ジオパークの候補地となっている。

【Stop 1a P-T 境界】

〔位置〕 141 ° 34 ' 32 " E, 40 ° 01 ' 17 " N

〔駐車〕 林道の入口のスペースかその少し先のカーブに車を止められる。

〔参考〕 陸ジオパーク推進協議会（2014）の「P-T 境界層」と同じ露頭。

〔解説〕 宮崎大学の山北 聡先生が見つけた露頭で、ペルム紀—三畳紀境界（P-T 境界近傍）が完全に連続している地層。深海の地層では、ほかに岐阜県で見つかっているのみである。ほかで見つからない理由というのは、ここの露頭を観察してすぐに分かるように、黒色有機質粘土岩と粘土岩の層準で地層が乱れていることがわかる。例外的な場所では連続しない。

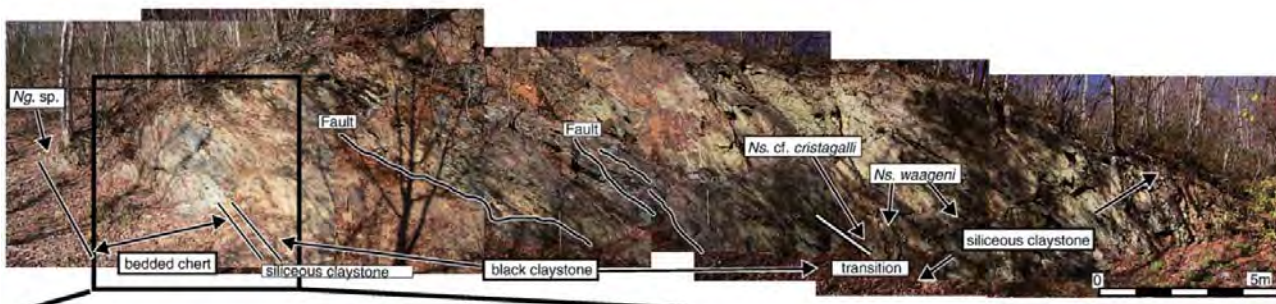
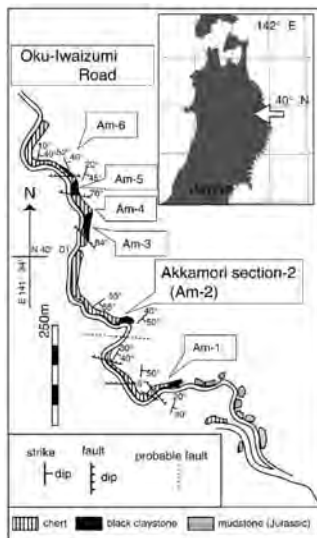
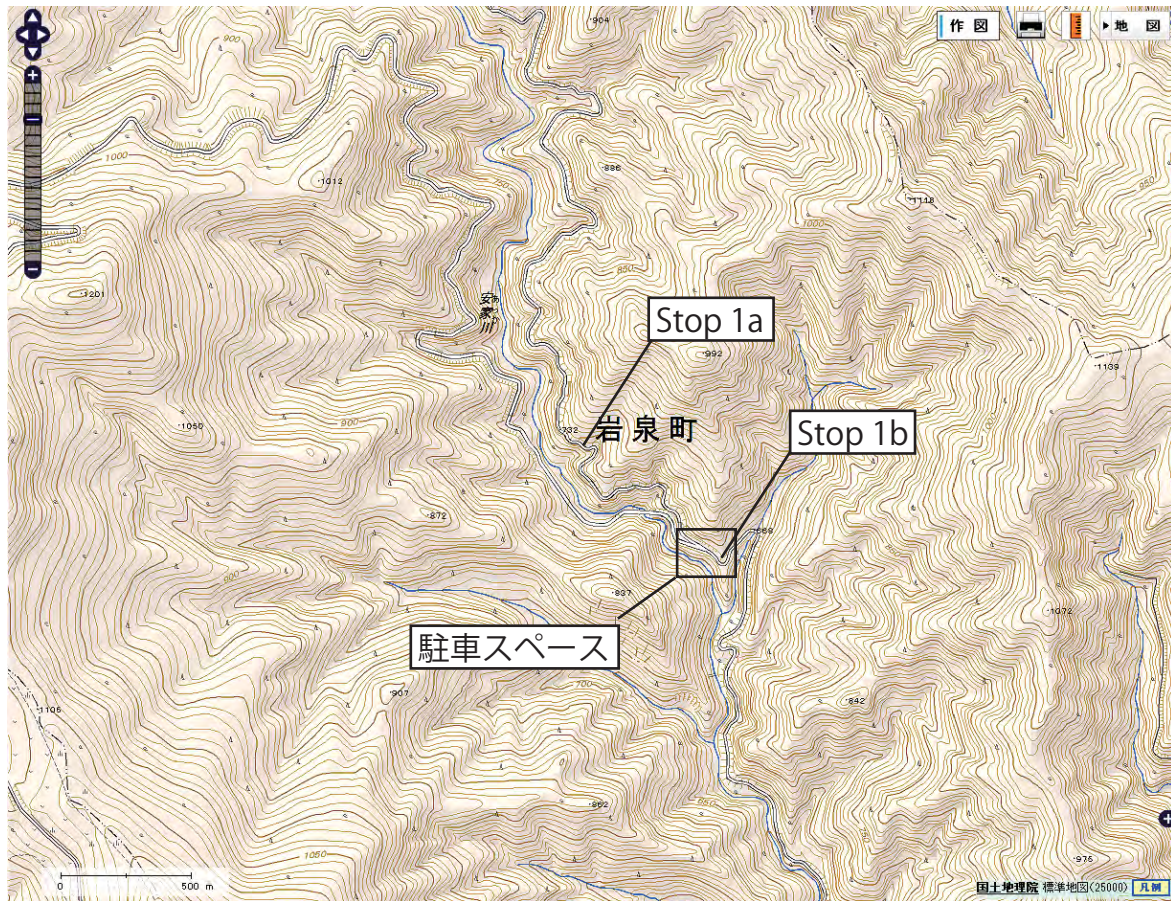
ペルム紀—三畳紀境界は、生物の 95%以上が絶滅した史上最大の生物大量絶滅が起きたことで知られている。世界中の研究者がその原因を探っている。観察するセクションは Takahashi et al. (2009)によって Akkamori-2 セクションと名付けられた。P-T 境界近傍の地層を単層ごとに柱状図を作成し、微化石調査、薄片による変形調査、炭素同位体比曲線を使った汎世界対比を行い、複合的かつ精緻に P-T 境界を特定した。三畳紀の始まりは、コノドント化石 *Hindeodus parvus* の産出で定義されており、その層準は bed 31 である。黒色有機質粘土岩が始まる bed 30 から、炭素同位体比が 2 パーミルほど負にシフトし、微化石のフラックスが数百/cm² から数個に減り、硫黄同位体比も 15%ほどシフトするなど各種データが一斉に変わっている。

放散虫はペルム紀—三畳紀境界前後でほとんどが絶滅したが、その絶滅は生物源有機物総量（TOC）の急減と一致していることから海洋無酸素事変とともにそのようなことが起きたと考えられている（Takahashi et al. 2009）。しかし、Akkamori-2 セクションでは炭素同位体比カーブが単純に負にシフトするだけで、浅海の P-T 境界でみられるような瞬間的な正へのシフトがないことから、よその海域で言われているような、重い炭素元素を固定する光合成硫黄細菌やシアノバクテリアの瞬間的増加は外洋域ではなかったと考えられている（Takahashi et al. 2010）。光合成硫黄細菌などは酸素がない（嫌気性）環境でしか生きられないので、外洋域の光合成ができる浅めの水深（現在なら水深 150 m くらいまで）

は有酸素環境であった事を間接的に指示する.

この露頭での化学分析によれば, SiO_2 が 95~96% でチャート, 92~95% で泥質チャート, 78~92% で有機質泥岩となっている. その一方で, TOC が 0.8~1.1% 含まれれば「黒色有機質粘土岩」となっており, 生物源有機物が占める割合が意外と少ないことが分かる. その生物源有機物の供給源は, 地球化学分析から陸からもたらされていると考えられている. 有機物は, 通常は海中を沈降する間に酸化してなくなる. 有機物が深海底に溜まっているということから, 硫化水素の発生にともなう貧酸素帯が中層水の少なくとも上の方で発達し, 放散虫が繁栄している水深 (現在なら 150~300 m くらい) までもダメージを与えたと考えられる. この生物源有機物の沈積によって, 生物必須元素も海水から除去されてしまう. 除去量を数値計算すると生物必須元素である V と Mo が海中から枯渇してしまうことが分かった (Takahashi et al. 2014). 海洋生物がいなかった期間は 500 万年間とも言われるが, 酸素があった水深で生物回復が見られなかったのは, この生物必須元素の枯渇である. 参考までに人類の出現は今から 600~700 万年前であり, 人類の歴史に置き換えればこの 500 万年間という期間の長さが想像出来るかも知れない.

この露頭の研究から分かったペルム紀末の大量絶滅が起きた時期は, 計算の仕方によって異なるが, 放散虫が急に絶滅したのは 252.3 Ma (2 億 5230 万年前) である. その前徴は 36~48 万年前ないし 8.7~10 万年前から見られた. この急減は P-T 境界である 252.3 Ma よりおよそ 10 万年前にあたる. 参考までに今から 10 万年という時間間隔は, われらホモ・サピエンスの種としての存在期間くらいの年代幅である.



Takahashi et al. (2009)

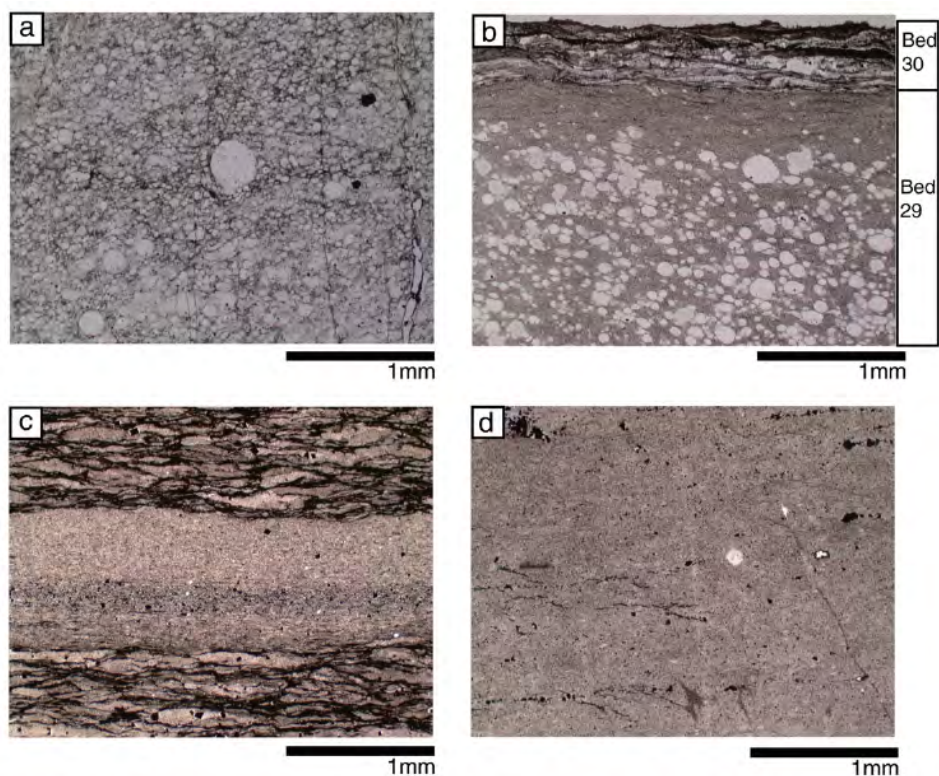
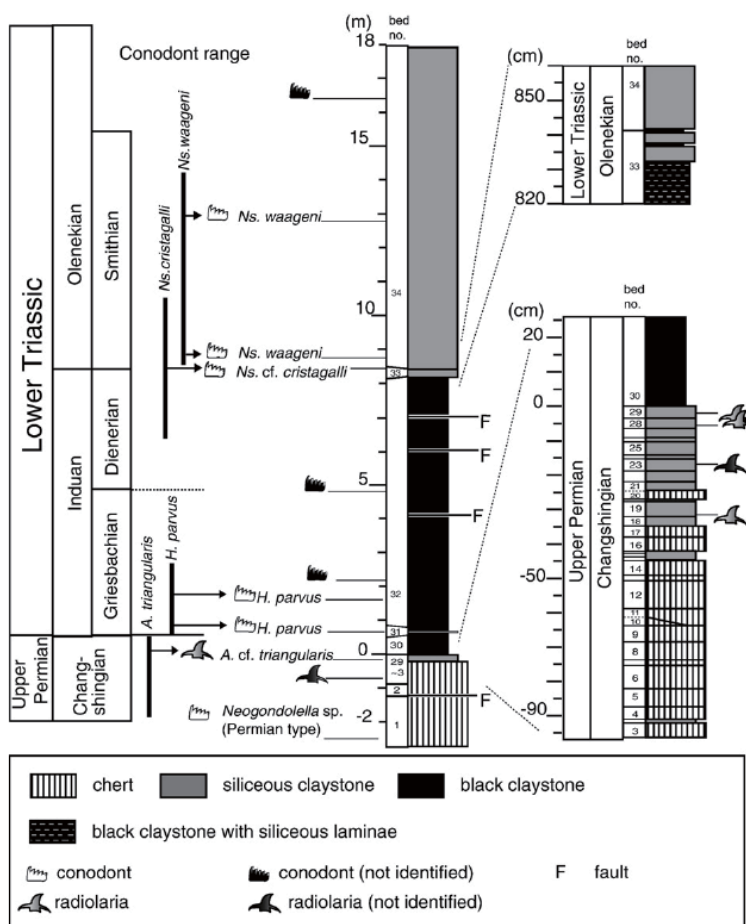


Fig. 4. Thin sections of each rock types in the Akkamori section-2. a: Bedded chert from Bed 20 (see detailed column of Fig. 5). A lot of radiolarian tests are recognized ($333/\text{cm}^2$). b: Boundary of siliceous claystone bed (Bed 29) and black claystone bed (Bed 30). Radiolarian tests decrease drastically at the boundary. c: Black claystone above 0.16 m from base of the black claystone bed (Bed 30). A middle part of this figure is stratified, other parts (lower and upper) have dark dissolution due to pressure solution. d: Siliceous claystone above 0.64 m from the base of Bed 34. Few radiolarian tests are recognized in this rock ($1.9/\text{cm}^2$).



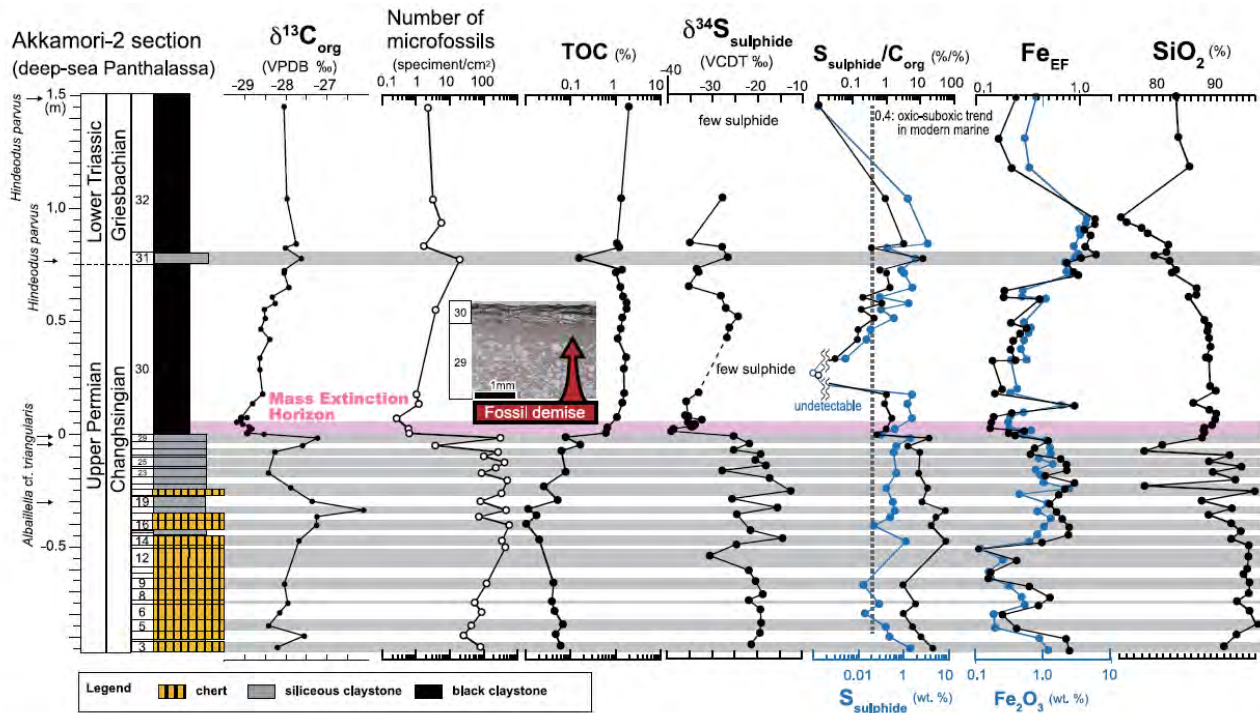


Fig. 2. Previously reported data from the Akkamori-2 section, northwest Japan. The vertical distributions indicate the stable carbon isotope ratio of organic matter ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$; Takahashi et al., 2010), number of microfossils per unit area (Takahashi et al., 2009), total organic carbon (TOC; Takahashi et al., 2009), stable sulphur isotope ratio of sulphide ($\delta^{34}\text{S}_{\text{sulphide}}$; Takahashi et al., 2013), superimposed plots of the total sulphur content and sulphide sulphur/TOC ($S_{\text{sulphide}}/\text{C}_{\text{org}}$) ratio, and SiO_2 for the Akkamori-2 section. A significant $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ excursion, microfossil decrease, TOC increase and large perturbation in $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulphide}}$ simultaneously occur from the base of the black claystone through the late Changhsingian and Griesbachian, indicating the mass extinction horizon in the pelagic deep-water section.

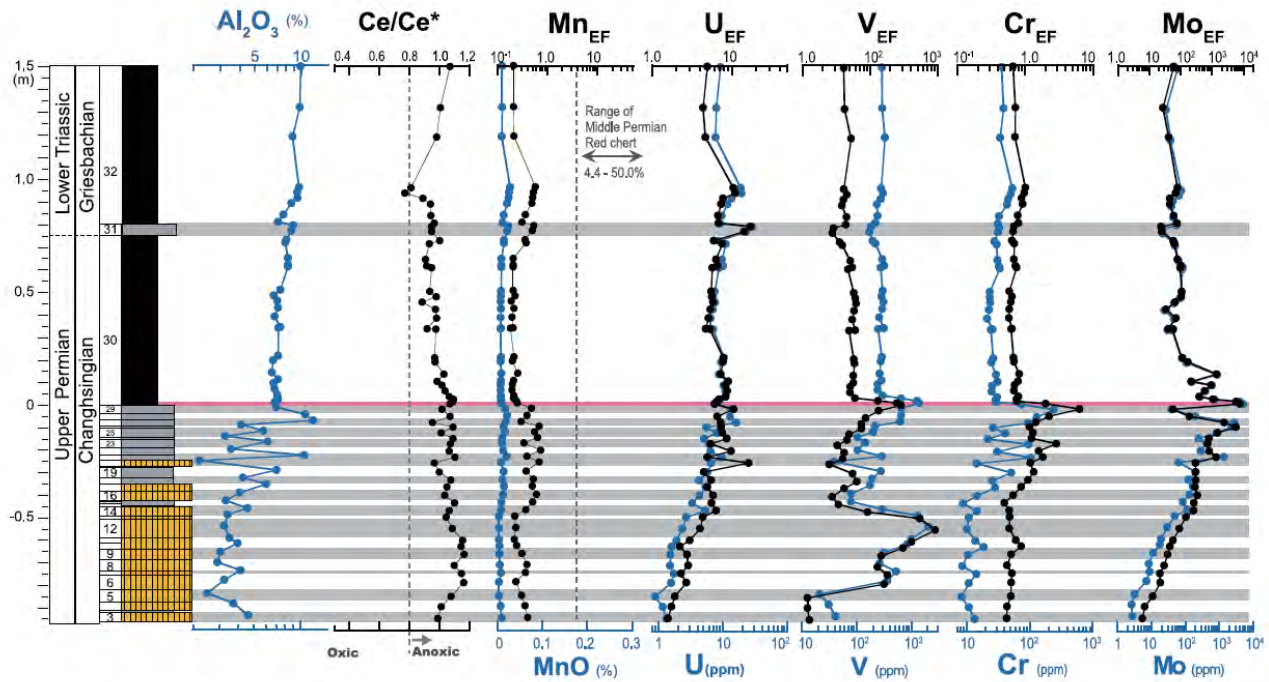


Fig. 3. Distributions of elemental compositions of the Akkamori-2 section. The vertical plots indicate Al_2O_3 which is used for normalisation, the cerium anomaly [$\text{Ce}/\text{Ce}^* = 2 \times \text{Ce}_{\text{EF}}/(\text{La}_{\text{EF}} + \text{Pr}_{\text{EF}})$], elemental concentrations of magnesium oxide (MnO), uranium (U), vanadium (V), chromium (Cr) and molybdenum (Mo), and their enrichment factors (Mn_{EF} , U_{EF} , V_{EF} , Cr_{EF} and Mo_{EF} , respectively) in each sedimentary horizon. The enrichment factors indicate the enrichment of each element relative to average upper continental crust, as reported by McLennan, 2001). The range of Mn_{EF} in the Permian red chert is from data analysed by Kato et al. (2002). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

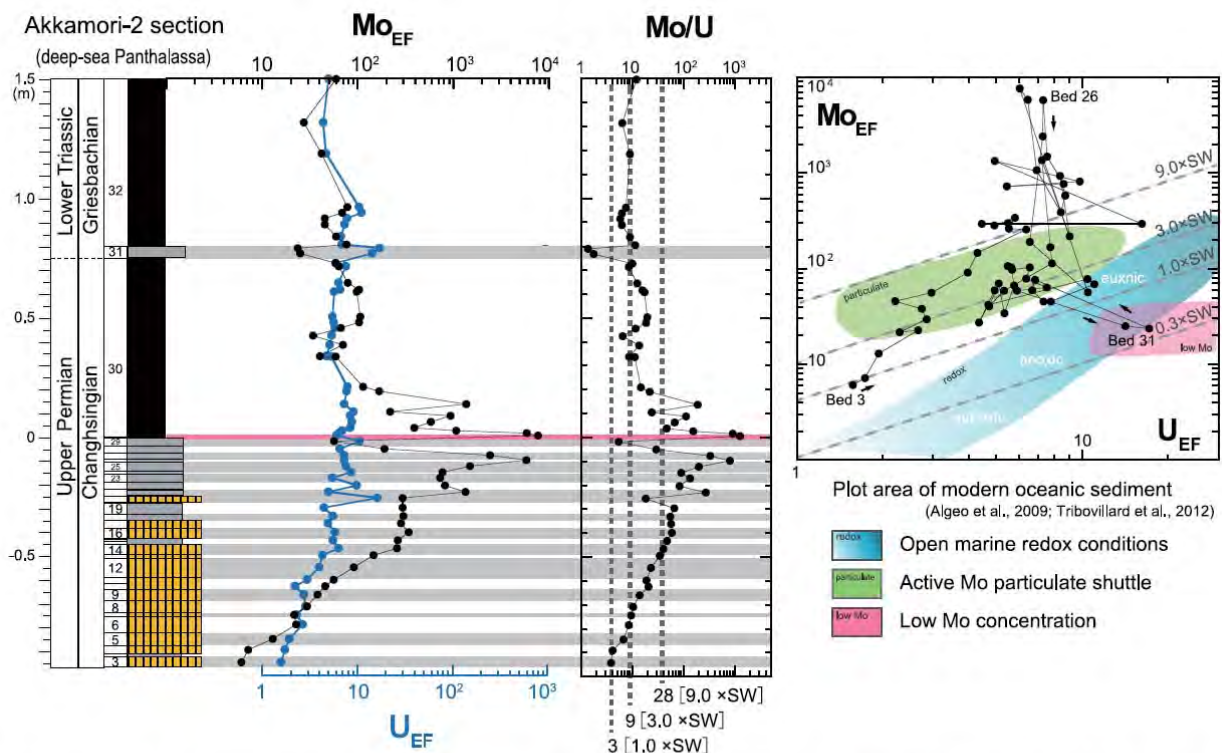
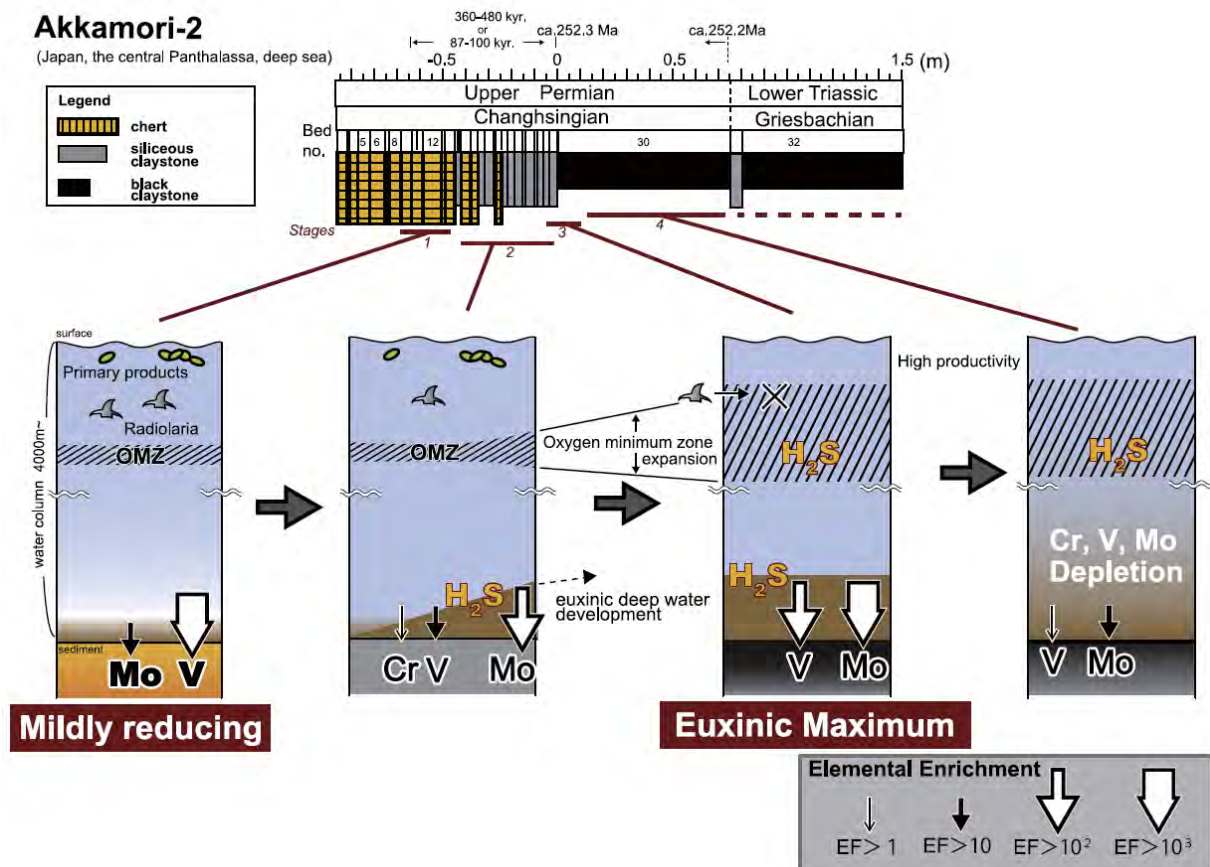


Fig. 5. Superimposed plots of molybdenum (Mo) and uranium (U) enrichment factors (Mo_{EF} and U_{EF} , respectively) vertical plot of the Mo/U ratio and X-Y plots of Mo_{EF} and U_{EF} . The Mo/U weight ratio in modern seawater (SW) ranges from 3.0 to 3.1 (modern Pacific and Atlantic, respectively; Anderson, 1987; Bruland, 1983; Chen et al., 1986; Emerson and Huested, 1991).



Takahashi et al. (2014)

【Stop 2 鳥層石炭紀～ペルム紀チャート】

〔位 置〕 141 ° 38 ' 22 " E, 39 ° 57 ' 57 " N

〔駐 車〕 細い生活道なので，最寄りの住宅付近の空き地にとめさせていただきます．

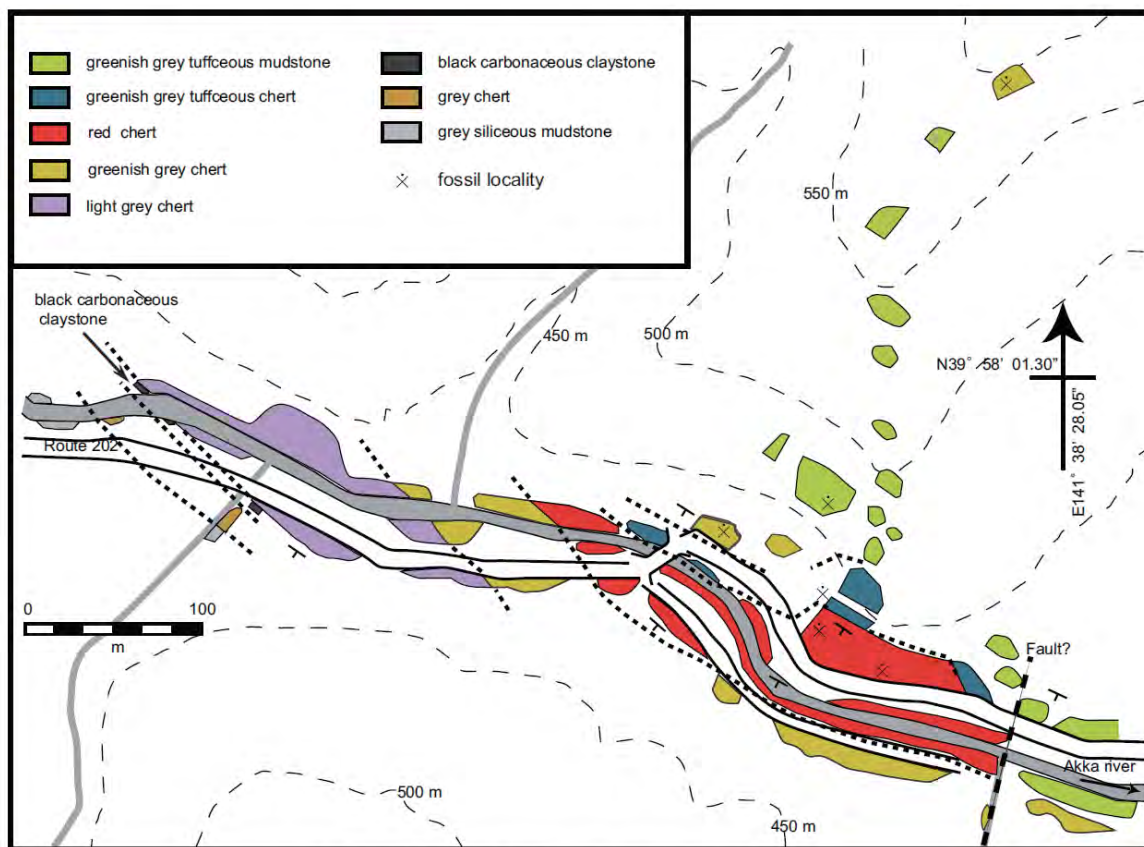
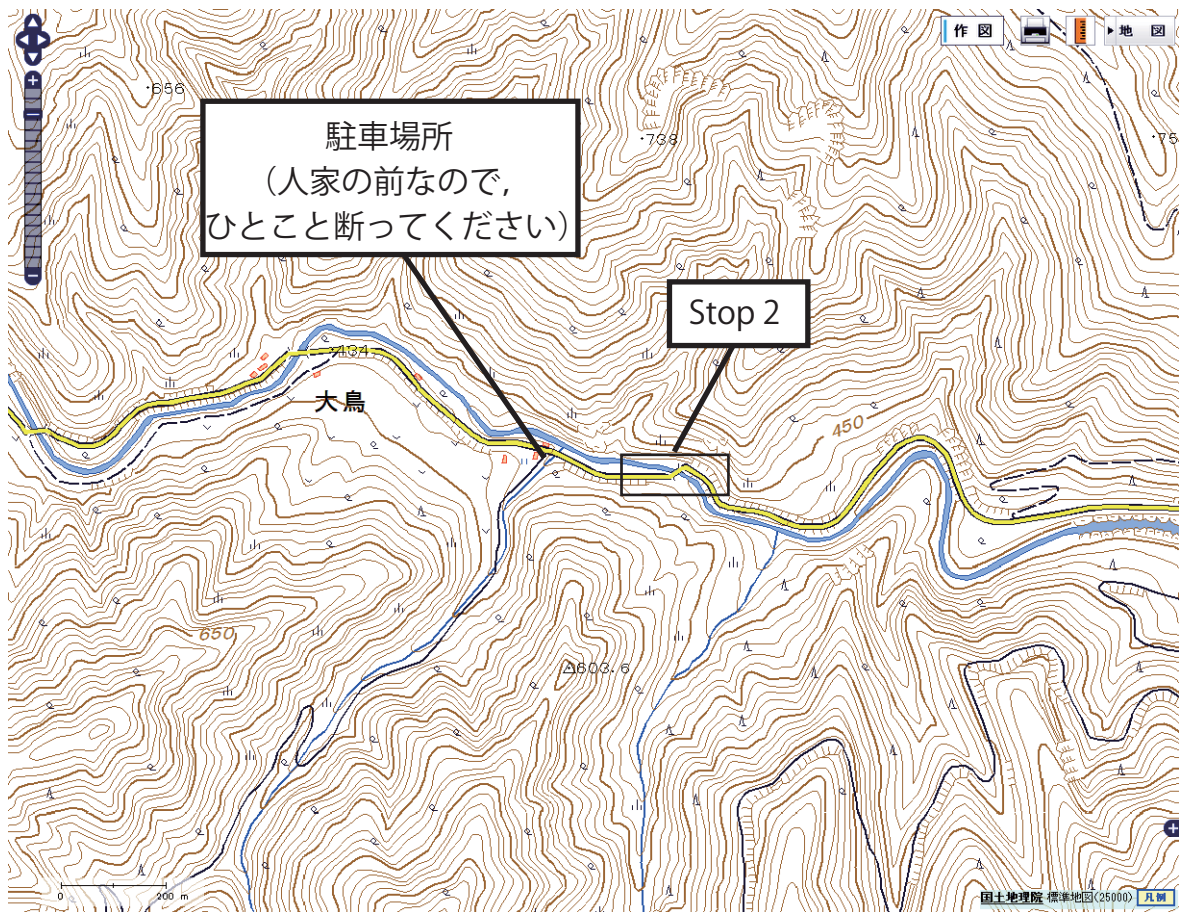
〔参 考〕 永広ほか（2008）の Stop 3

〔解 説〕 以下の解説は，永広ほか（2008）を一部改変による．安家川中流部には大鳥層のチャートが N60 ° ～80 ° W, 60 ° ～ 80 ° S の一般走向・傾斜で分布する．チャートは白色～灰色のものが多いが赤色チャートもある．大鳥東方の Stop 2 では，層厚 20 m をこえる緑灰色凝灰質珪質泥岩の上位に層厚約 10 m の緑灰色層状チャート～緑灰色凝灰質チャートが重なり，さらに赤色チャートないし赤色チャートと灰色チャート互層が重なる．赤色チャートの上位には灰色～白色チャートがある．

赤色チャート直下の緑灰色凝灰質チャートからは後期石炭紀を示すコノドント *Gondolella clarki* Koike が産出する．また，赤色チャートは，*Neogondolella* cf. *bisselli* (Clark et Behnken) や *Sweetognathus* cf. *whitei* Rhodes などの前期ペルム紀コノドントを含む．したがって，この緑灰色凝灰質珪質泥岩から赤色チャートにいたる部分は後期石炭紀から前期ペルム紀の一連の層序をなしていると考えられる．

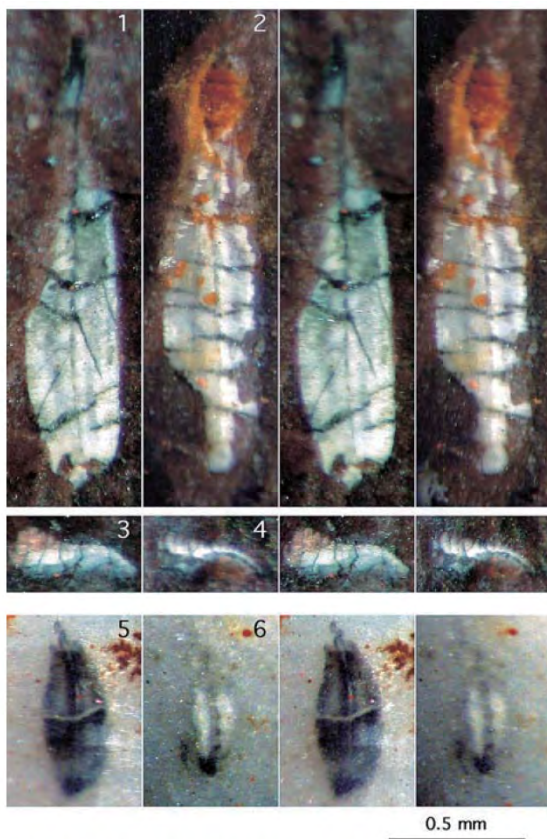
また，Stop 2 西方の，南からの沢の合流点付近にはチャート層に黒色炭質粘土岩や珪質粘土岩などがはさまれている．この層準から化石は未産出であるが，その岩相から Stop 1a で見られたような，P/T 境界層である可能性が大きい．

この露頭でみられる赤色チャートは，日本のジュラ紀付加体では最古級のチャートとみられる．同時代の赤色チャートの露出は日本全国的にも少なく，秩父累帯や丹波－美濃－足尾帯という地質体との元の関係を探る重要な鍵層となっている．この赤色チャートは，丹波－美濃－足尾帯では放散虫をほとんど含まない赤色粘土岩となっており，当時の貧栄養海域の直下で溜まったのではないかと想像されている．

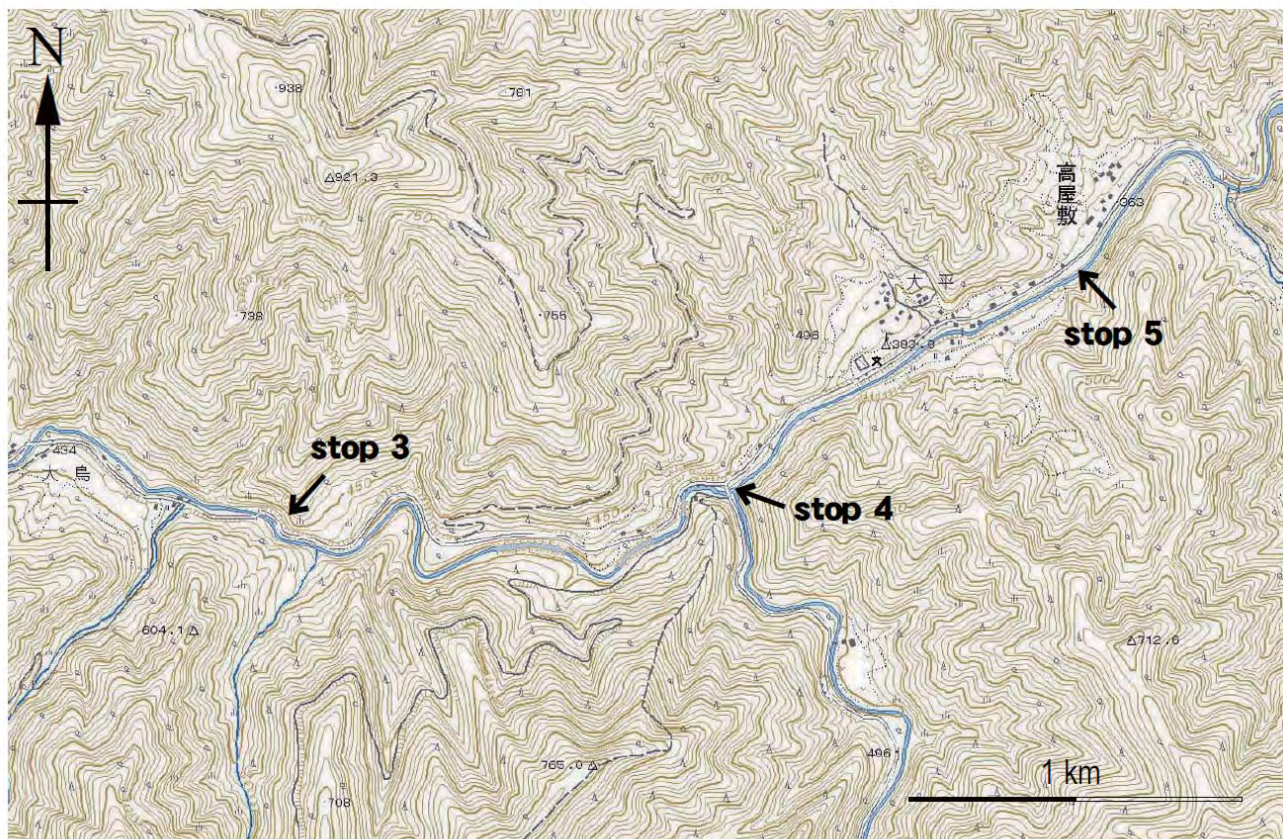


第13図 大鳥東方の大鳥層ルートマップとコノドント化石産地。

永広ほか (2008)



第 14 図 大島東方の大島層産コノドントのステレオ写真. 1-2. *Neogondolella* cf. *bisselli* (Clark et Behnken), 3-4. *Sweetognathus* cf. *whitei* Rhodes, 5-6. *Gondolella clarki* Koike.



第 12 図 Stop 3-5 位置図. 1/2.5 万地形図「安家」を使用.

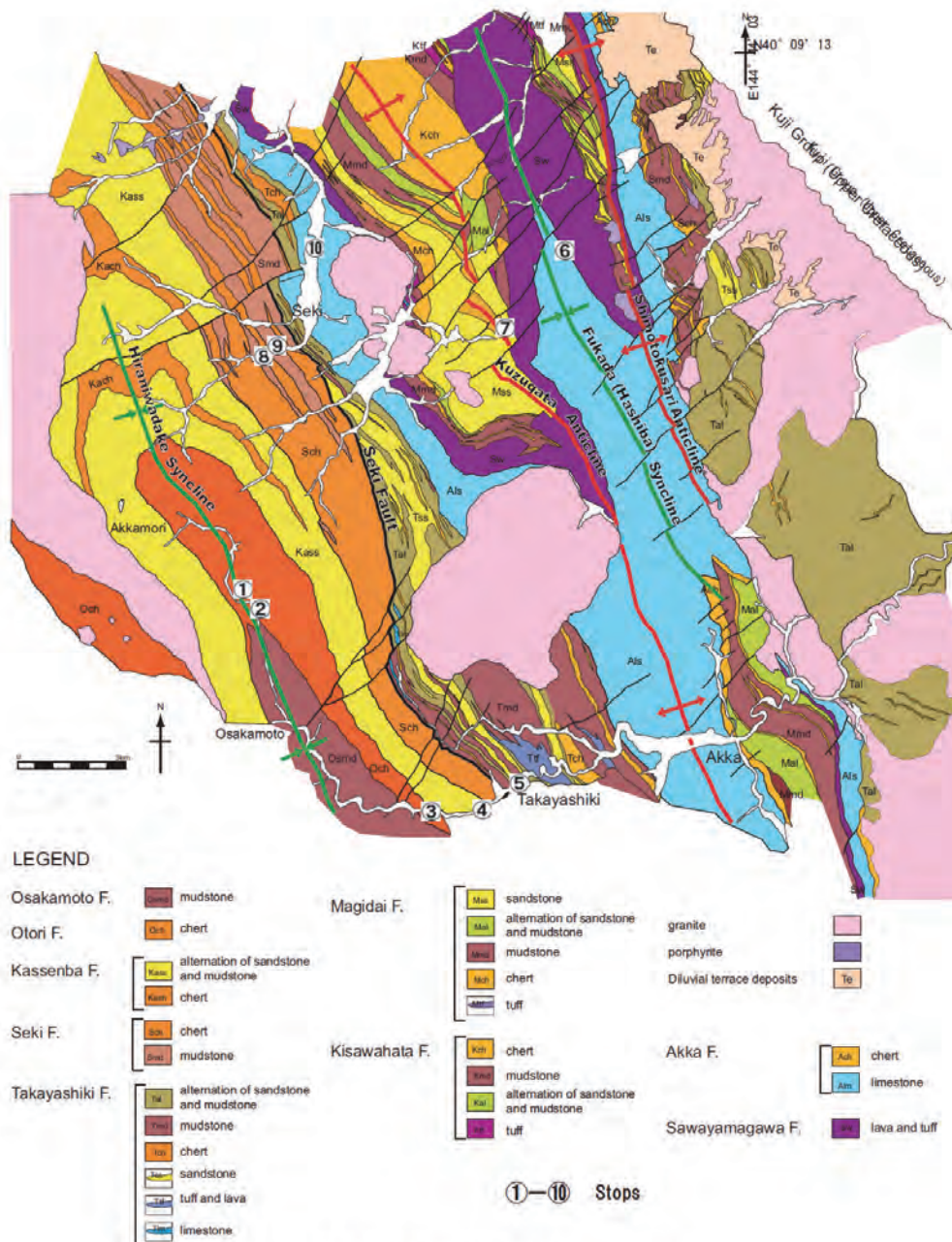
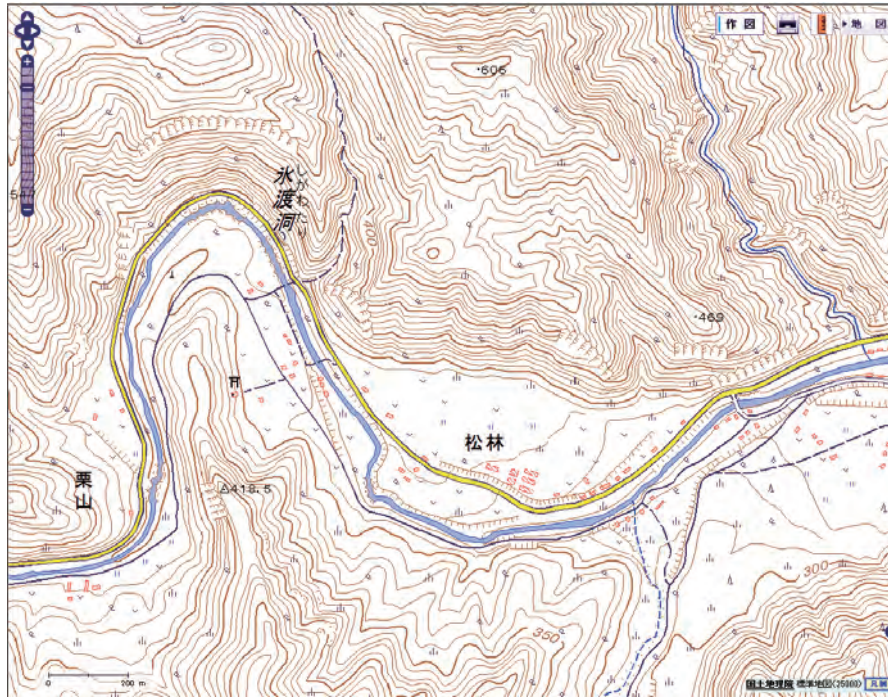
【Stop 3氷渡洞（しがわたり）近傍の三畳紀石灰岩】

〔位 置〕 141 ° 42 ' 22 " E, 39 ° 59 ' 23 " N

〔駐 車〕 路上駐車

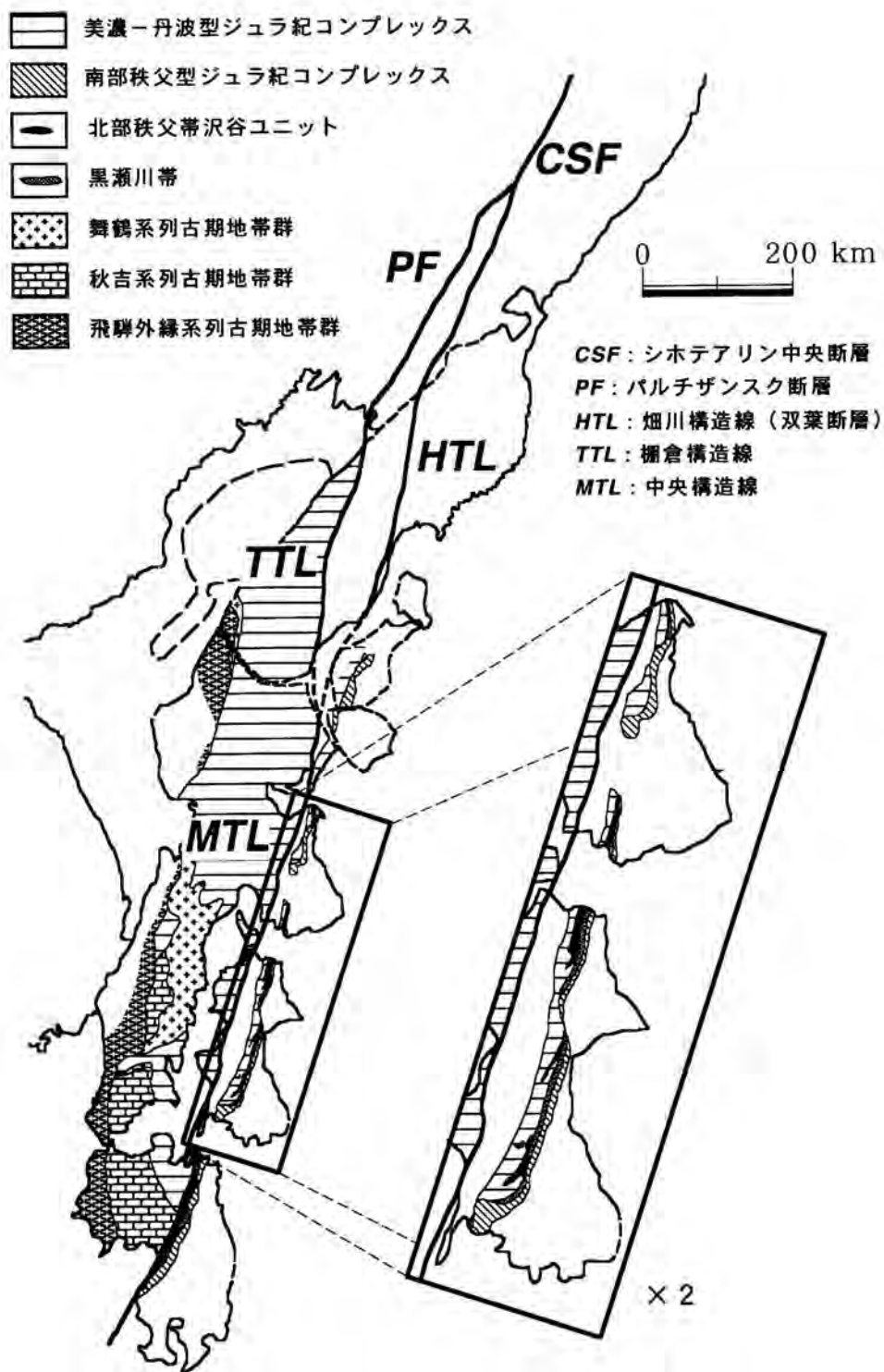
〔参 考〕

〔解 説〕 安家石灰岩は、三畳紀にあった海洋島上に堆積した石灰岩と考えられている。安家石灰岩は巨大な岩体であるにも関わらず、採掘されていない。理由を確かめたわけではないが、交通の便が良い北上山地南部に十分すぎるほどの石灰石鉱山があるなど採算性の問題もあるだろう。時間の都合で行かないが、安家石灰岩の下位にある玄武岩は、久慈市山根町馬渡（141 ° 40 ' 60 " E, 40 ° 06 ' 26 " N ～ 141 ° 40 ' 55 " E, 40 ° 06 ' 33 " N：永広ほか，2008 の Stop 6）に、石灰岩がチャートを挟むようになる層準を久慈市山方町霜畑の遠別川（141 ° 35 ' 57 " E, 40 ° 06 ' 35 " N：永広ほか，2008 の Stop 10）と久慈溪谷沿い（久慈への国道と旧道の分岐点から旧道を西北西へ：141 ° 41 ' 14 " E, 40 ° 10 ' 40 " N）で観察することができる。安家石灰岩は熱変成を受けており、化石がほとんど得られていない。おなじく観察出来ないが、石灰岩の最上部で堆積性の後期三畳紀のチャートを伴うことから、外洋性石灰岩である。年代と岩体の規模から、四国に分布する南部秩父帯の三宝山帯と対比されている。同じような石灰岩は、北海道の渡島半島にもある。現場では分からない事ばかりとなるが、地質図規模、地域規模での大局的な検討により、安家石灰岩の存在が、極東ロシア・シホテアリン山脈と西南日本との間を繋げる鍵となり、日本海形成前のアジア東縁の地質体の復元に貢献した（山北・大藤，2000）。



第5図 安家地域地質略図 (杉本, 1974 を簡略化)

永広ほか (2008)



第4図. 日本海形成前の日本列島の復元図 (山北・大藤 1999)。

【Stop 5 マリンローズパーク野田玉川】

〔位 置〕

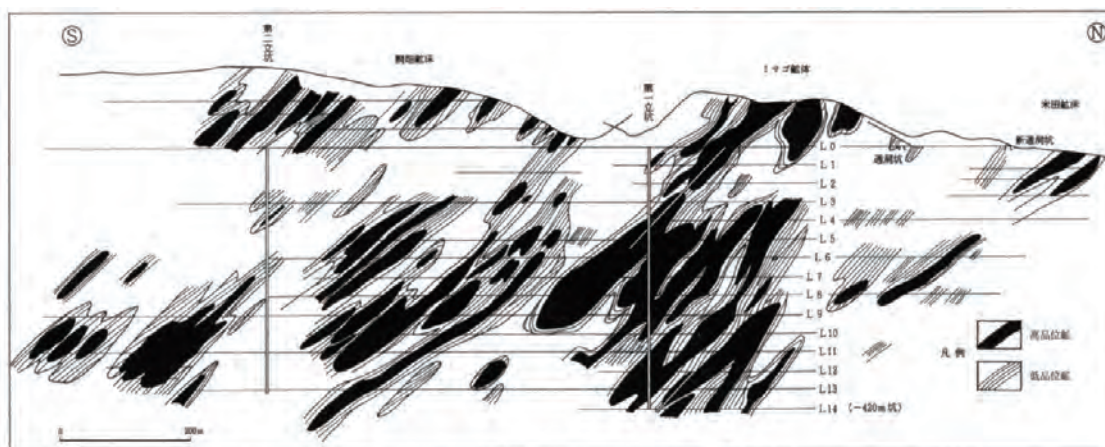
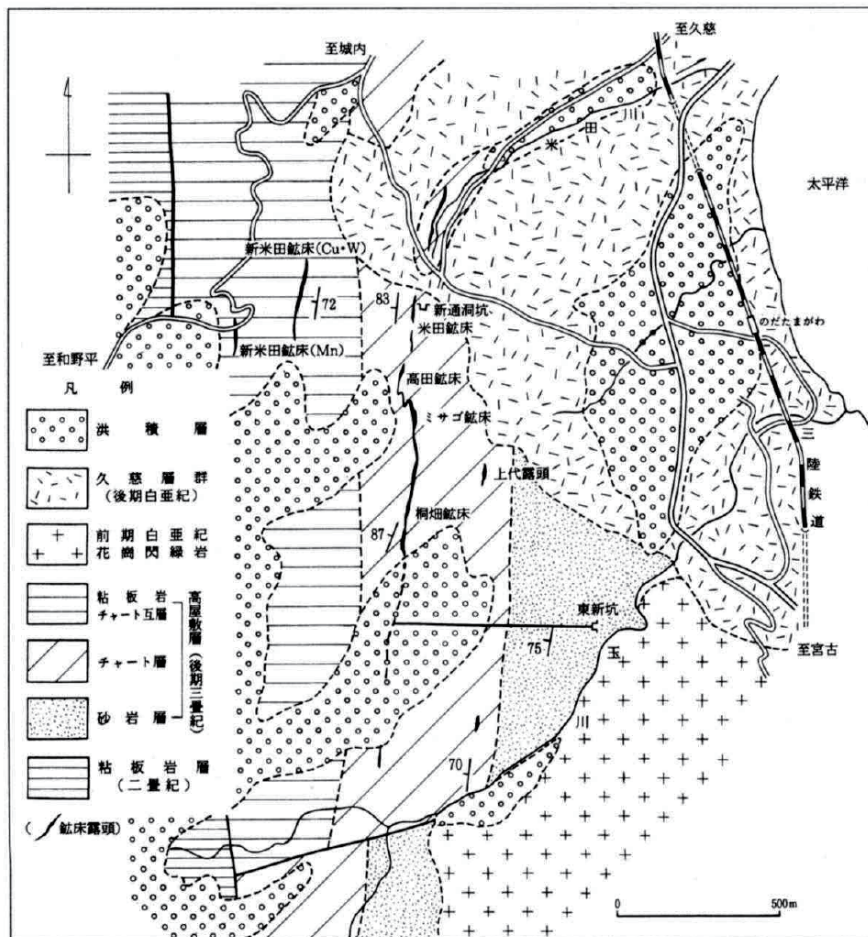
〔駐 車〕 マリンローズパーク野田玉川専用駐車場

〔参 考〕 三陸ジオパーク推進協議会（2014）の「野田玉川鉱山跡」

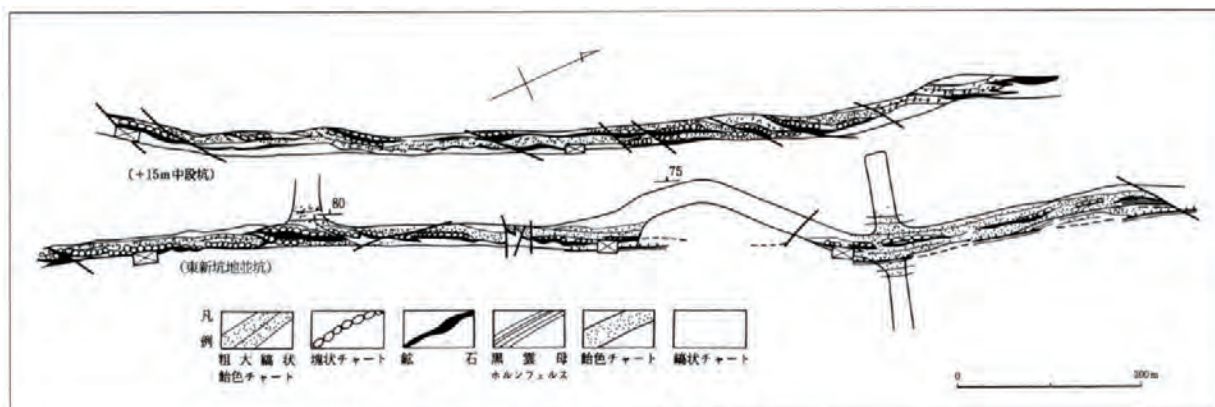
〔解 説〕 マリンローズパーク野田玉川は、野田玉川鉱山を観光坑道化したものである。

明治 38 年頃に露頭部の採掘を始め、マンガン、ウラン、モリブデン、トリウム、けい石などの採掘を昭和 61 年 7 月まで行っていた鉱山を観光坑道化したものである。チャートを主体とする高屋敷ユニットに属し、田野畑カコウ閃緑岩による強い熱変成を受けた地層に鉱床が胚胎している。この鉱山の要点は高橋・南部（2003）がまとめている。

坑道に見られるのはほとんどが層状チャートであり、褶曲や断層の発達が著しい。そのため、鉱床はほとんど同一層準であると考えられている。個々の鉱床は南へ約 50 度で傾斜し、幅は 0.5～1 m で側方に数十メートル続く。戦後に開発されたのはマンガン鉱床主体だが、スカルン型銅タングステン鉱床として、新米田磁硫鉄鉱床がある。マンガン鉱床の上盤は塊状の灰色～灰白色チャートがあり、下盤は砂岩や泥岩が熱変成してできるホルンフェルス（厚さ 0.5～2 m）と層状チャートからなることが多い。ホルンフェルスには、黒雲母、ザクロ石、カクセン石を含む。バラ色を呈した鉱物が濃集する鉱床は、おもに塊状チャート中にみられ、不定型なレンズ状にバラ輝石（rhodochrosite）が濃集する。この鉱床は Mn5～15%と低品位である。肥大している鉱床がある場合、中央部にパイロクロライト鉱（pyrochroite: Mn50～58%）、ハウスマン鉱（hausmannite Mn52～55%）、菱マンガン鉱（manganosite: Mn20～40%）が濃集し、これをテフロ石（tephroite: Mn38～42%）が取り囲み、最外縁にバラ輝石がみられる。余談だが、本鉱床には日本人名に由来する鉱物（鈴木石、吉村石、原田石、木下石）など多くの本邦新産鉱物を産することでも知られているとのことである。マンガン鉱床としての品位 Mn は、昭和 20 年代～30 年代は 40～47%で推移していたが、品位 Mn は徐々に下がり、採掘をやめた直前の昭和 60 年には 20%台になっていた。昭和 63 年以降は、東新抗からの自家製宝飾品素材としてのバラ輝石鉱石を採掘していたので、品位 Mn は 20～24%と低い。野田玉川鉱山は、日本有数のマンガン鉱床として名高い（Nakagawa et al. 2011）。マンガンの起源について、東新抗での元素分析と硫黄同位体分析が行われている（Komuro et al., 2005）。見かけの地層で言うと、鉱床より下位のチャートで硫黄同位体比は $0\pm 6\text{‰}$ 、鉱床部では $-28\sim -35\text{‰}$ 、鉱床より上位のチャートで $-23\pm 5\text{‰}$ と、顕著な負のシフトがみられる。ほかの分析とも総合的に判断すると、貧酸素状態にある海洋底の上にマンガンが濃集している層準に酸化的な海水が通ることで水酸化マンガンが晶出し、この鉱物が続成作用の初期にバクテリア活動によって金属に富む黒色泥岩や炭酸マンガンが形成されたとしている。マンガン鉱床の成因は、かつては熱水性起源で説明されていたが、それはプレートテクトニクス説が導入される以前の、地向斜説に則った考え方で今は受け入れられていないことに注意を要する。



第222図 鉱床南北断面図(鉱山資料を簡略化)



第224図 東新坑地並および中段坑地質鉱床概図(南部, 1995)

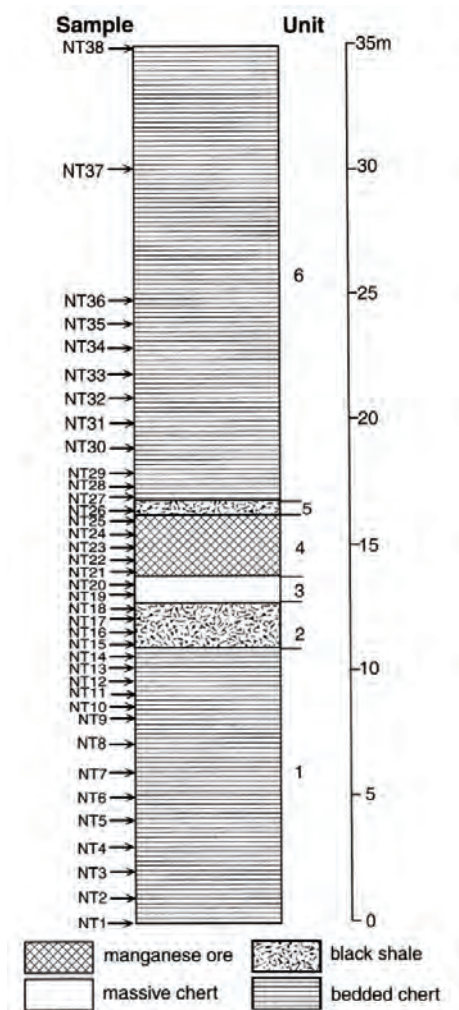


fig. 3 Lithological column of the Higashi-Shinko section.

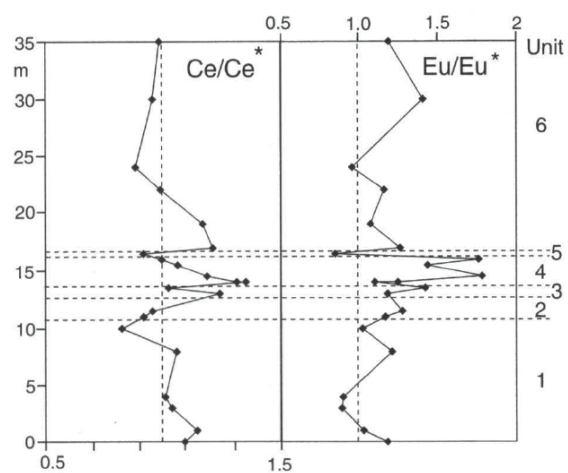


Fig. 7 Profiles of Ce/Ce^* and Eu/Eu^* .

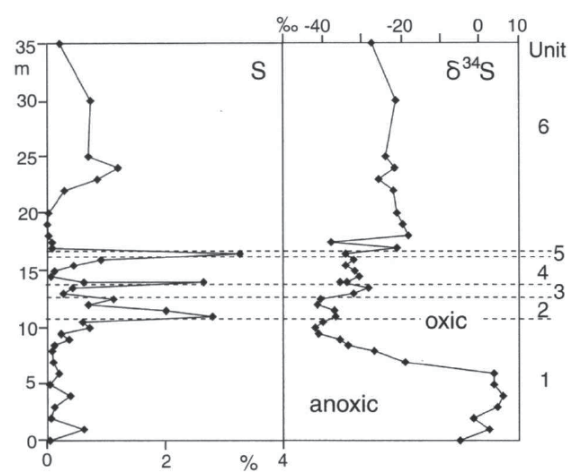


Fig. 8 Profiles of S content and $\delta^{34}S$.

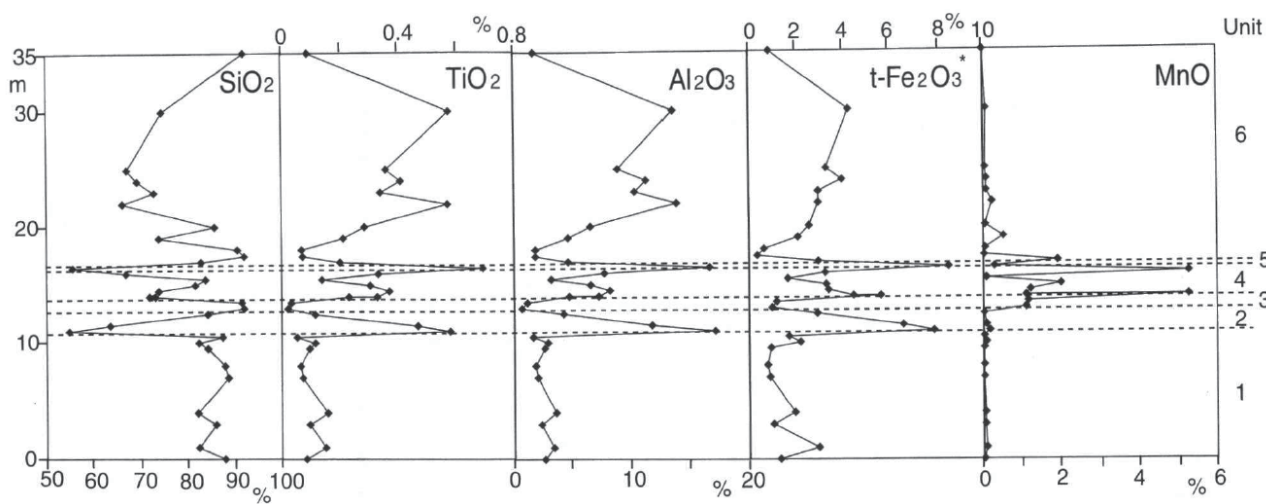


Fig. 4 Profiles of SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $t-Fe_2O_3^*$ and MnO content.

【Stop5b 北部北上帯と宮古層群の不整合，津波石】

〔位 置〕 羅賀 (39° 56′ 22.58″ N, 141° 56′ 22.39″ E～39° 56′ 22.13″ N, 141° 56′ 24.59″ E)

とハイペ海岸北岸 (39° 55′ 41.82″ N, 141° 56′ 27.47″ E)

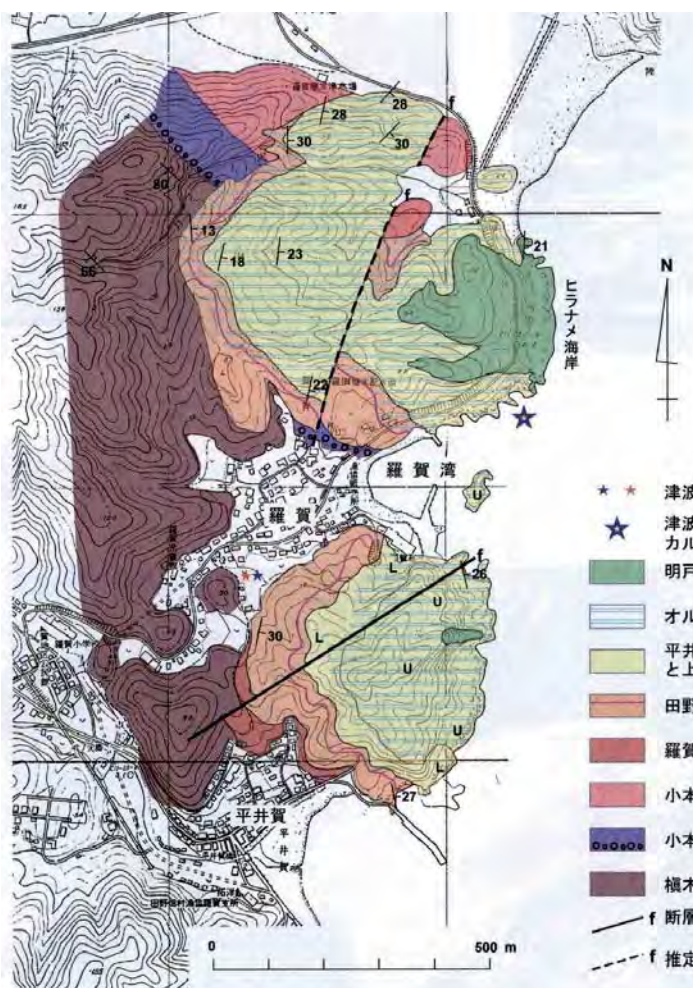
〔駐 車〕 路上駐車.

〔参 考〕

〔解 説〕 東北大永広昌弘名誉教授がおすすめの場所. 前期白亜紀の小本層（羅賀）や複雑に褶曲している北部北上帯の腰廻層の砂岩（ハイペ海岸北岸）のうえに白亜系宮古層群が不整合で覆うのを観察出来る. ハイペ海岸の開口部に露出する砂岩の単層は厚く，褶曲しており，堆積構造から判断すると逆転している. ハイペ海岸の北岸にみられる巨大露頭には白亜系宮古層群の礫岩が見られる. この露頭で注目するところは，北部北上帯の地層が著しく褶曲しているのとは対照的に，宮古層群の礫岩は緩やかに東（海側）に傾いているだけである. 海底に堆積した地層は，基本的に水平に堆積するので，宮古層群の礫岩が堆積したあとの地殻変動は，ゆるやかに東側（海側）に傾いただけですぎないことが分かる. 下位の北部北上帯の砂岩が堆積したのは，ジュラ紀—白亜紀境界 (145 Ma) のころで，宮古層群の堆積は前期白亜紀アプチアン～アルビアン境界 (113 Ma) ころである. 白亜紀花崗岩の貫入が 115 Ma とも言われるので，北部北上帯にみられる地殻変動は，長くても 145～115 Ma の間の 3000 万年間に起きていることになる. この 3000 万年間は北上山地全体でさまざまな事変が起きており，北部北上帯がオーストラリアや南中国の関連が深い南部北上帯と接合し，北部北上帯と南部北上帯に共通してみられる大規模褶曲構造が形成され，その前後に小本層・原地山層が形成され，白亜紀カコウ岩類が併入し，不整合となる地殻表面が形成され，宮古層群の堆積が始まる，など盛りだくさんである (Suzuki, in press). このような一連の事変を大島造山運動と呼ぶ. この巡検でこれまで観察してきたチャートのさまざまな地質構造は大島造山運動の終焉とともにほとんど変わっていないことも意味する.



図1. 岩手県田野畑村羅賀の丘陵の上に位置する津波石。



- ★ ★ 津波石（青色）と礫岩の巨石（橙色）
- ★ 津波石と同様のオルビトリナ相カルカレナイトの層準
- 明戸層
- オルビトリナ相
- 平井賀層（一部は下部（L）と上部（U）を示す）
- 田野畑層、凝灰岩を桃色で示す
- 羅賀層
- 小本層上部（安山岩・頁岩）
- 小本層下部（礫岩・頁岩）
- 根木沢層上部
- f 断層
- - - f 推定断層

宮古層群

図7. 羅賀～平井賀周辺の地質図。基盤：根木沢層上部【ジュラ系】；小本層【ネオコミアン】；宮古層群：羅賀層【赤褐色泥岩の基質を伴う角礫岩】；田野畑層【下部：円礫に富む礫岩・砂岩。上部：シルト岩～細粒砂岩】；平井賀層【石灰質細粒砂岩、北部ではカルカレナイトが卓越（オルビトリナ相）】；明戸層【泥質の細粒砂岩】。地形図は「北上山系開発基本図、岩手県、5000分の1」を使用。



図8. 羅賀の丘陵の上に見られる津波石と伝承されてきた礫岩の岩塊。この礫岩が位置する場所よりすぐ南東側の山の斜面に露出する田野畑層下部の礫岩と類似することから津波石でない可能性が高い。

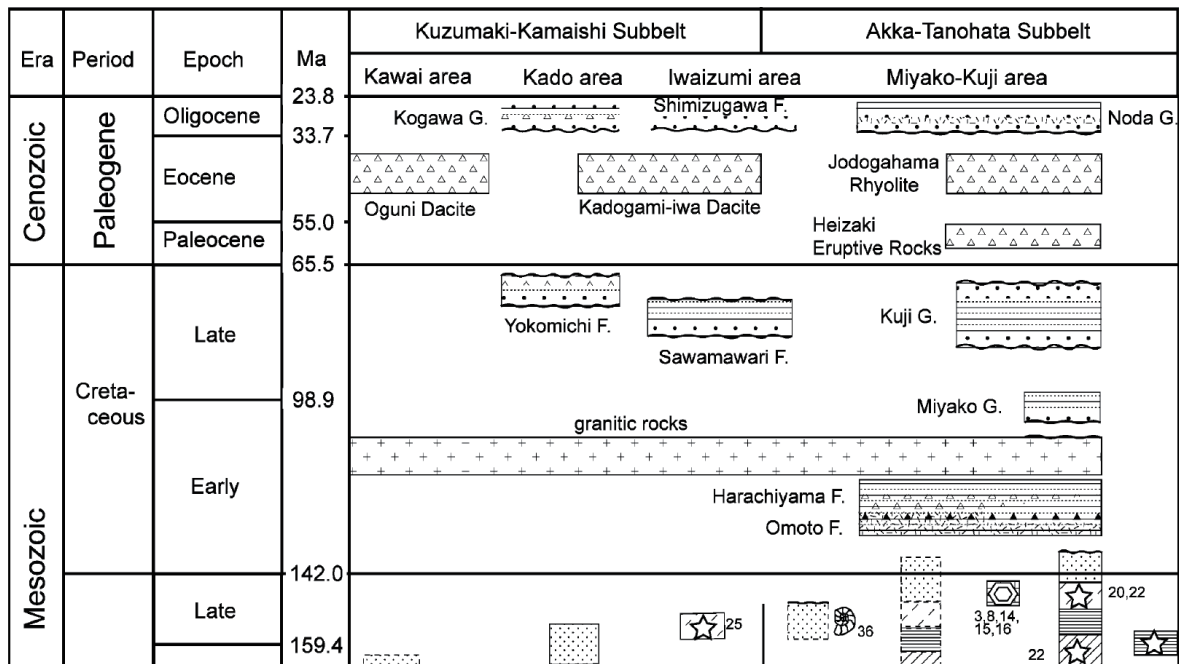
大路・大石（2014）



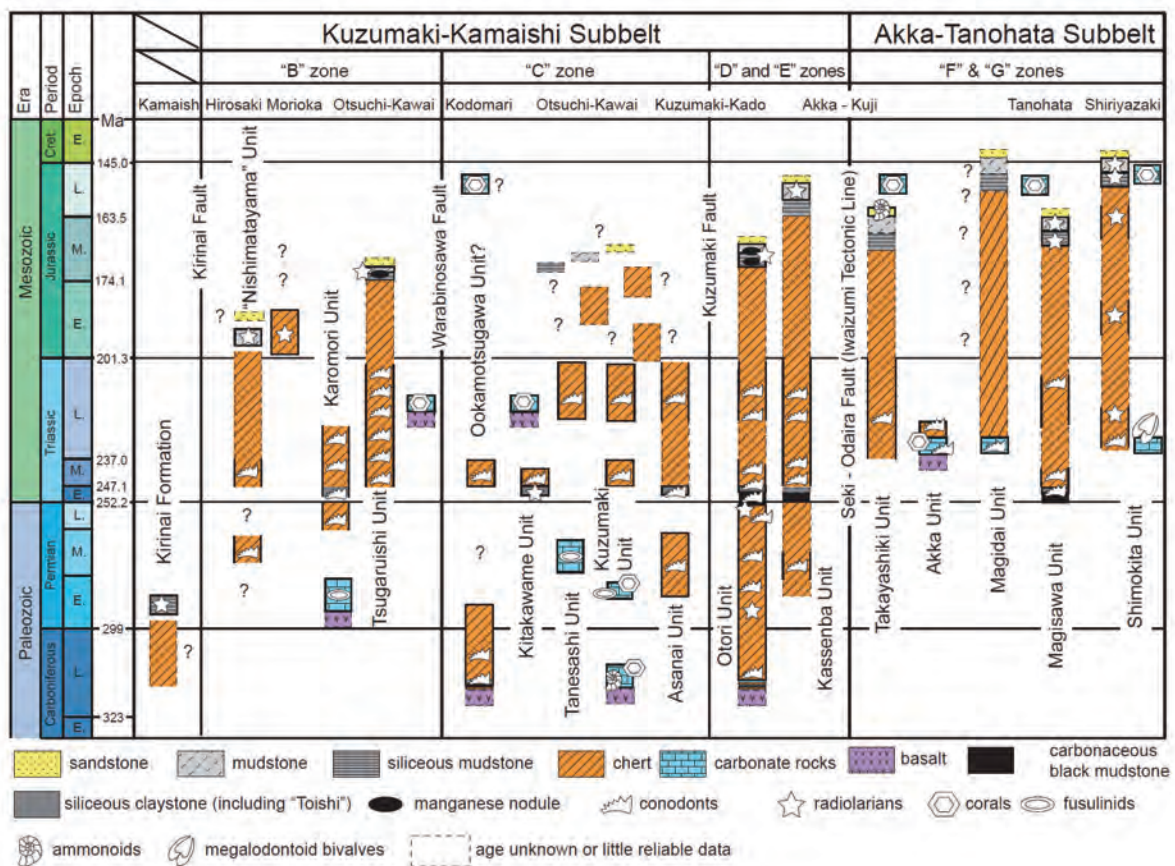
北部北上帯の腰廻層砂岩と
宮古層群との不整合境界



不整合露頭の途中にある津波石



Suzuki et al. (2007)



Suzuki (in press)

【Stop 7 鵜の巣断崖】

〔位 置〕 39° 53′ 14.69″ N, 141° 57′ 9.61″ E

〔駐 車〕 専用駐車場あり.

〔参 考〕 陸ジオパーク推進協議会 (2014) の「北山崎・鵜の巣断崖」である.

〔解 説〕 古い地理の教科書には、北上準平原という言葉が載っている. その姿がよく分かるのが、鵜の巣断崖からみる遠望風景である. 真っ平らな地形がひろがり、このような地形が広く見られる場所は国内では北上山地北部にしかない. この地形面は、海岸段丘とされ、最上位段丘（水無面：標高 270 m）、上位段丘群（広野面、三崎面、侍浜面：それぞれ 220, 200, 160 m）、中位段丘（麦生面：110 m）、下位段丘群（有家面、種市面：それぞれ 80, 30 m）、沖積面、さらに海底地形として種市沖海底段丘面、陸棚打平坦面が区別されている（米倉，1966）. 鵜の巣断崖から北に見える平坦面は広野面にあたり、勾配は 1/200 である. この段丘面の堆積層は礫混じりの厚さ 5 m 程度と薄いとされ、基盤岩をほぼ水平にきった海蝕面が大部分である. 古典的な解釈では、それぞれの段丘群は高海水準期に形成されたとされている. そのもっとも古い水無面形成期から現在の沖積面までの大局的な変化をみると、徐々に 270 m 隆起していることになる. この水無面形成期は前・中期更新世とされていることから単純計算をすると、年間 1.6 mm という隆起速度となる. これまでの常識では大きな地震によって地殻は隆起するものと思われてきたが、平成 23 年度東北地方太平洋沖地震では明らかに沈降した. この付近では 14~32 cm の沈降が国土地理院の水準点上下変動で検出され、鵜の巣断崖からすぐそばの遊歩道も水没した.

鵜の巣断崖と呼ばれるように、海岸線は切り立っていて標高 130 m くらいから一気に海底に落ち込み、段丘面は水平に近いことから垂直に隆起したのかもしれない. Stop 5b で観察した北部北上帯と宮古層群との不整合は海側にゆるく傾斜していることを思い出すと陸側が相対的高くなるような傾動が起きたあと、垂直に隆起するように地殻変動のパターンが変わったと想像される.

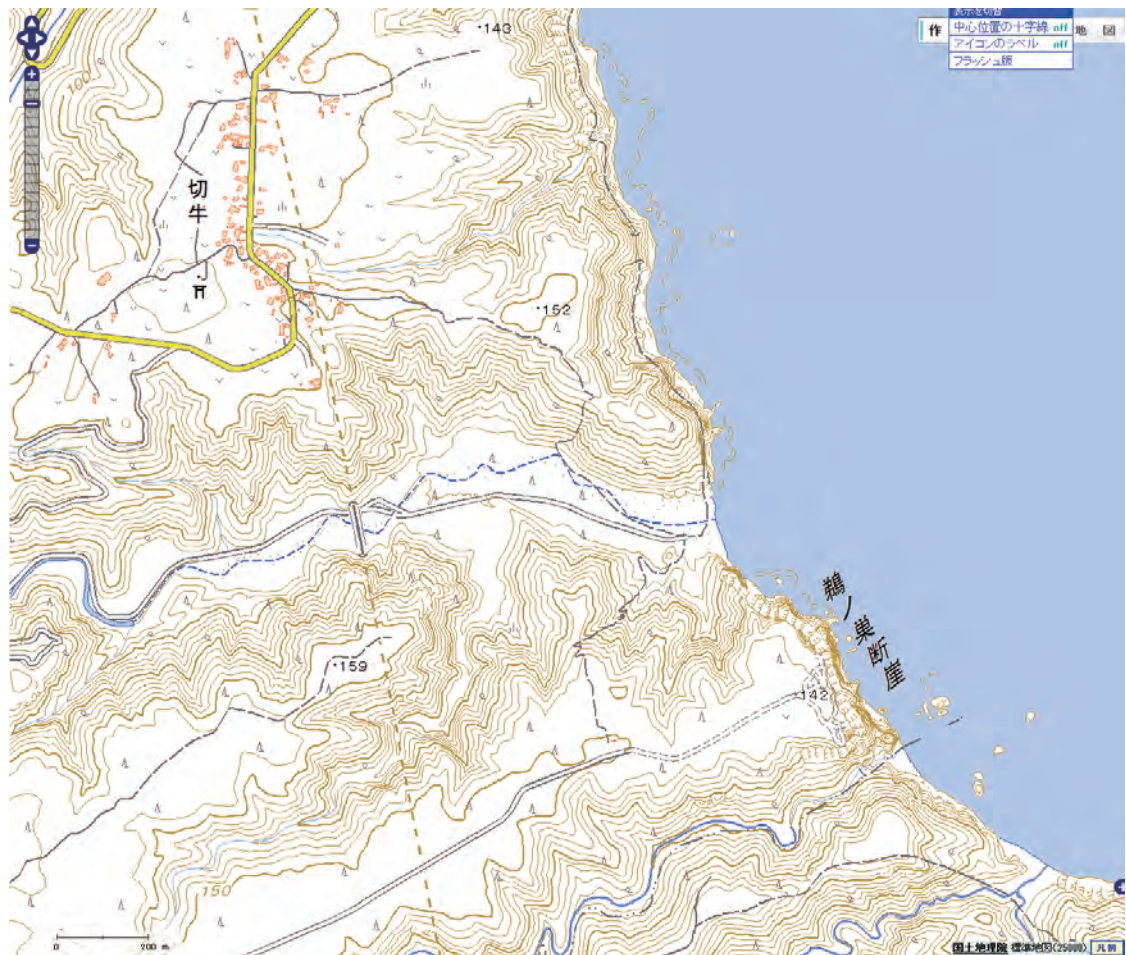
【Stop 8 浄土ヶ浜】

〔位 置〕 39° 39′ 6.73″ N, 141° 58′ 39.05″ E

〔駐 車〕 専用駐車場あり.

〔参 考〕 三陸ジオパーク推進協議会 (2014) の「浄土ヶ浜」である.

〔解 説〕 浄土ヶ浜流紋岩と名付けられた、黒雲母流紋岩のラコリス状の岩体からなり、その形成年代は 50 Ma (K-Ar 年代測定) とである. この時期に小国デイサイト、門神岩デイサイトなどの K₂O に乏しい酸性の火成活動の証拠が北上山地の北東部～中央部にひろく見つかる（日本の地質「東北地方」編集委員会，1989）.





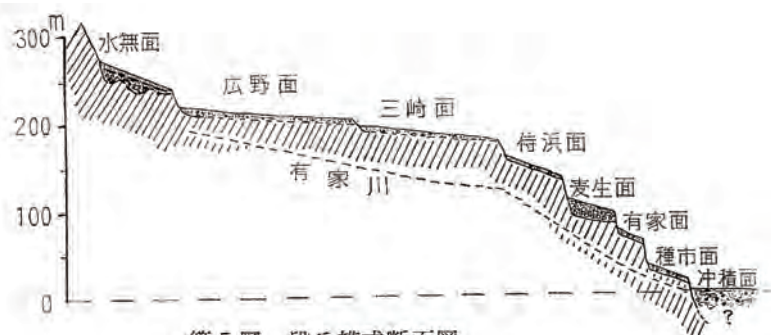
第4図 海岸段丘分布図 (1)

等高線は100m 毎
(1 km の谷埋め)
数字は地点番号
(数字)は標高(m)

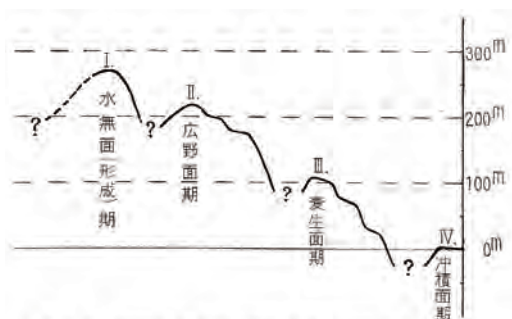


第4図 海岸段丘分布図 (2)

T 高取山 K 久慈平岳 J 蛇石山 Ku 黒間山
O 小倉山 U 卯子面山 Tm 高森 Om 大峯山
N 七森



第5図 段丘模式断面図



第6図 地形発達史から考えられる海水準変化グラフ
(time scale は任意にとった)

米倉 (1966)

【Stop 9】三畳紀-ジュラ紀連続チャート(豊間根林道奥)

〔位 置〕 39° 30′ 8.81″ N, 141° 51′ 15.76″ E (駐車位置)

〔駐 車〕 カーブミラーのあるあたり.

〔参 考〕 三陸ジオパーク推進協議会 (2014) の「豊間根川」

〔解 説〕 今回の巡検で初めて観察する中部三畳系一下部ジュラ系の海洋プレート層序. 北部北上山地のなかで熱変成の影響が低い, 数少ない露頭. 保存が良い放散虫化石が初めて北部北上帯から得られた, 研究史上で重要な露頭である. 現在, コノドント化石を使って詳しい研究を進めているところである. ジュラ紀の放散虫は, 泥岩に含まれるマンガンノジュール団塊から得られた (Suzuki and Ogane, 2004). なお, この露頭の位置を記した論文のすべてが間違っているので注意を要する.

ここの露頭では, 2種類のチャートである F 型チャートと B 型チャートの観察と, 露頭の崩壊状況について結びつけた見学を行いたい.

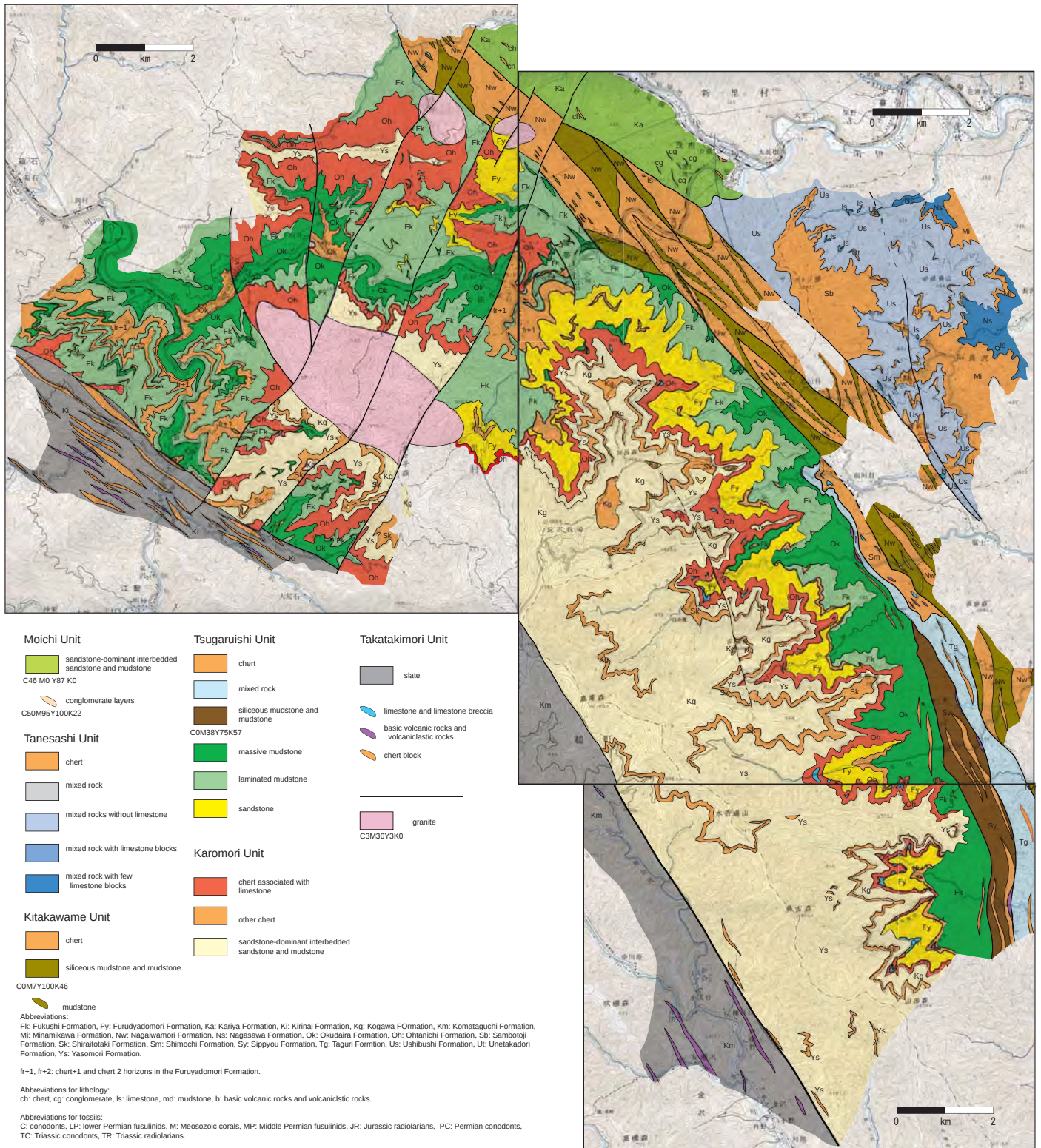
【Stop 10 チャート・珪質泥岩漸移層】

〔位 置〕 39° 36′ 21.27″ N, 141° 42′ 0.15″ E (露頭兼駐車位置)

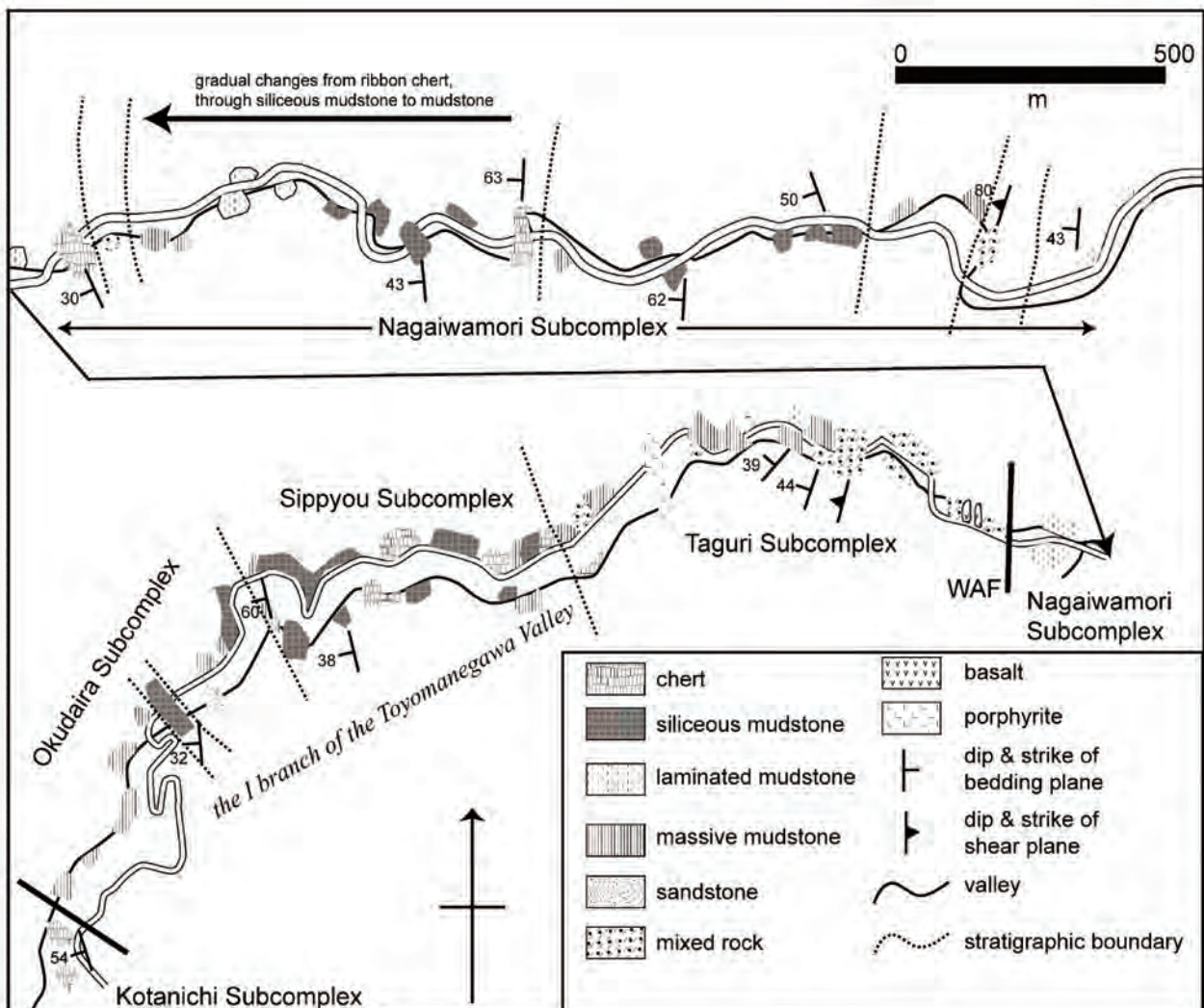
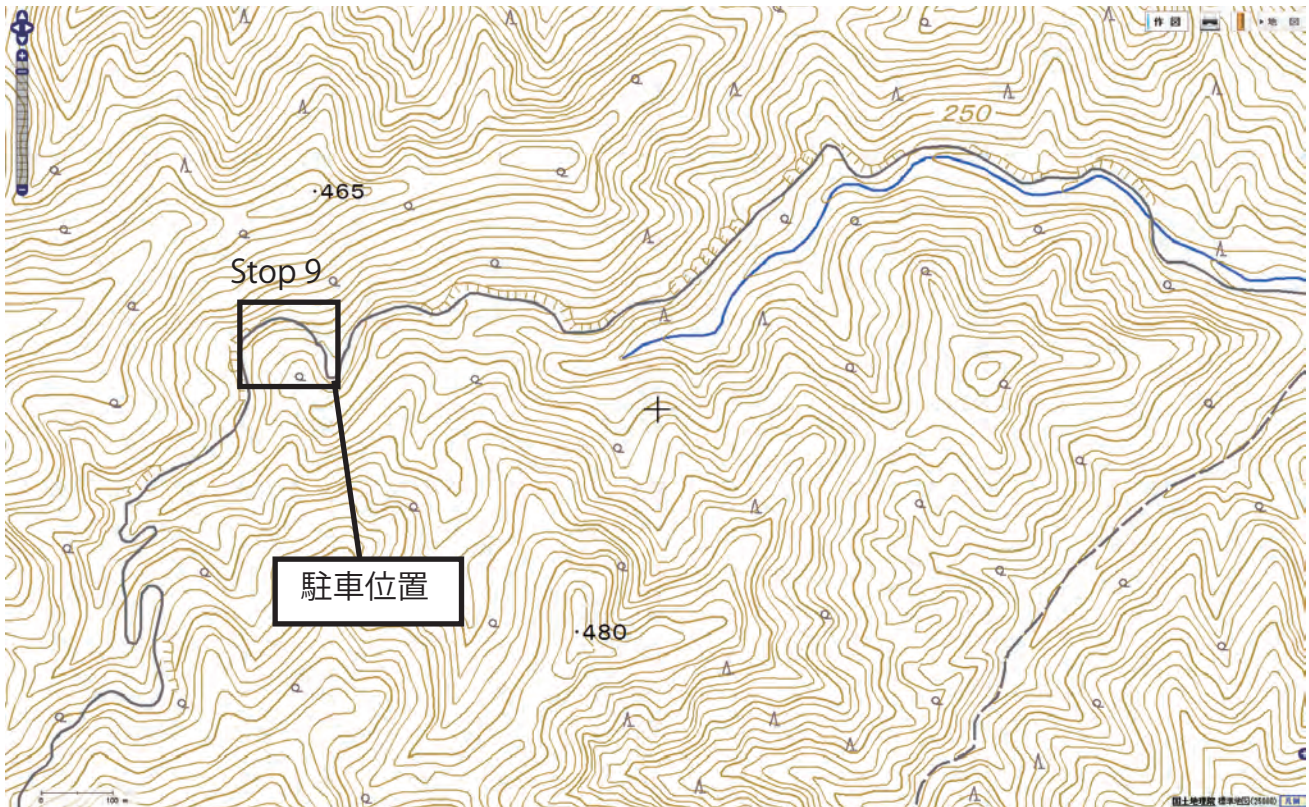
〔駐 車〕 橋の手前になにかの管理小屋があり, その手間にスペース有り

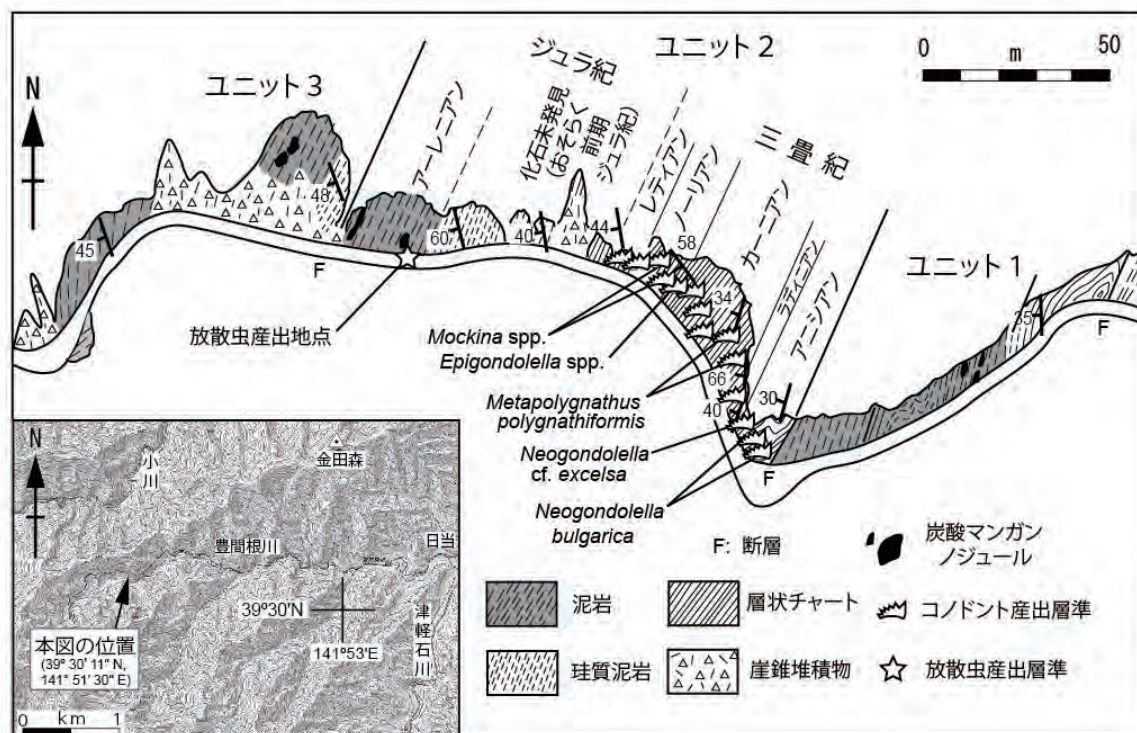
〔参 考〕

〔解 説〕 海洋プレート層序の層状チャートから珪質泥岩へと移り変わる層準を見ることができる. 露頭まで降りることができるが, 上手におりないと足元が水につかる恐れあり.

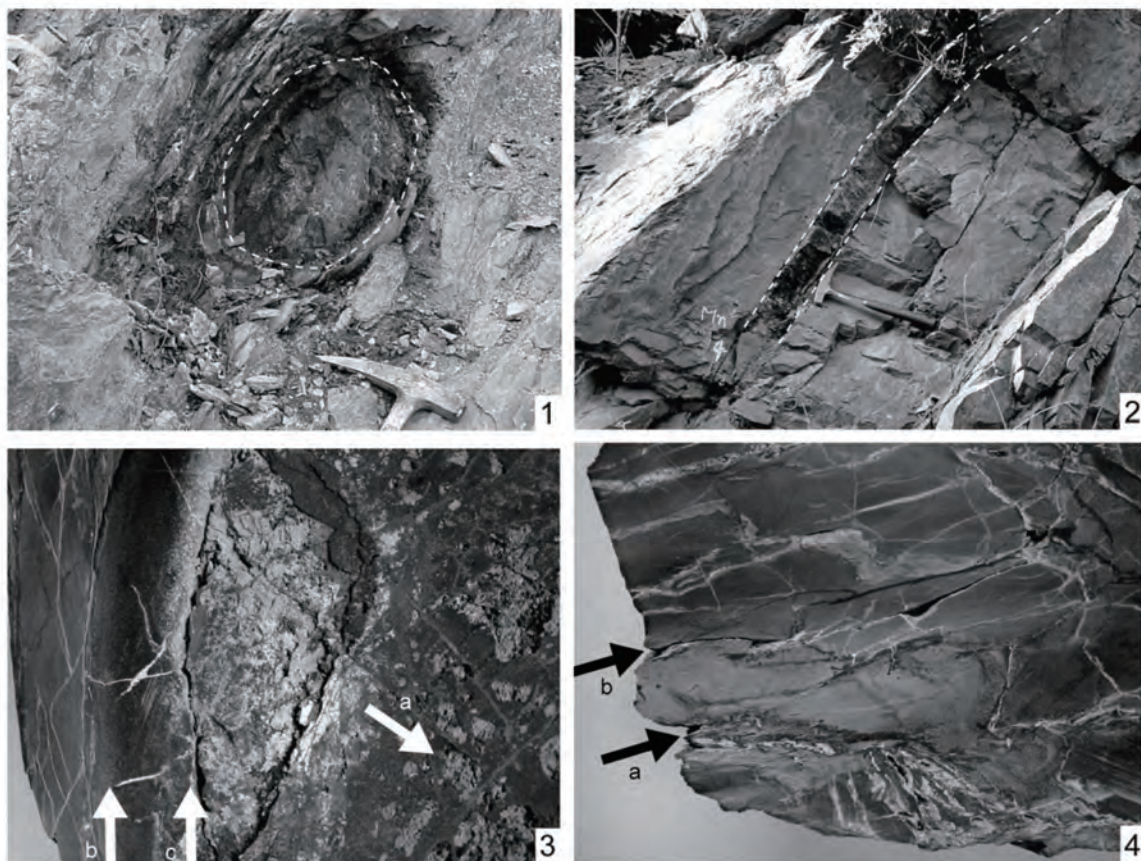


川井一茂市一大槌北部の地質図

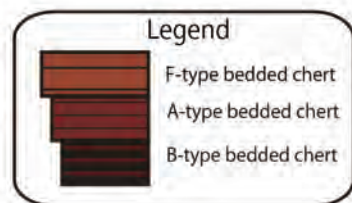
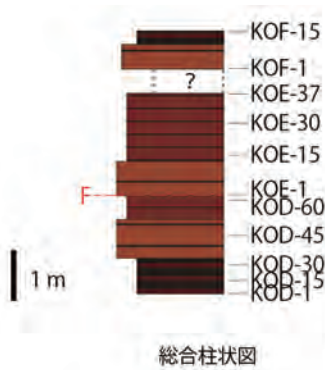
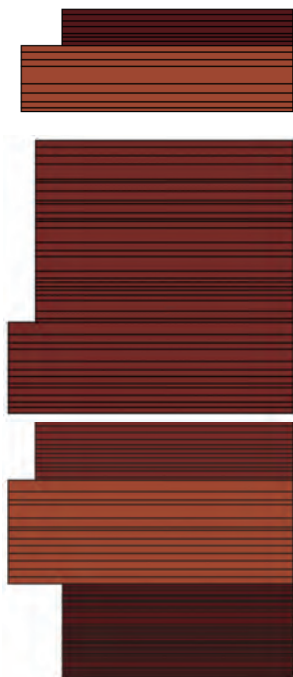


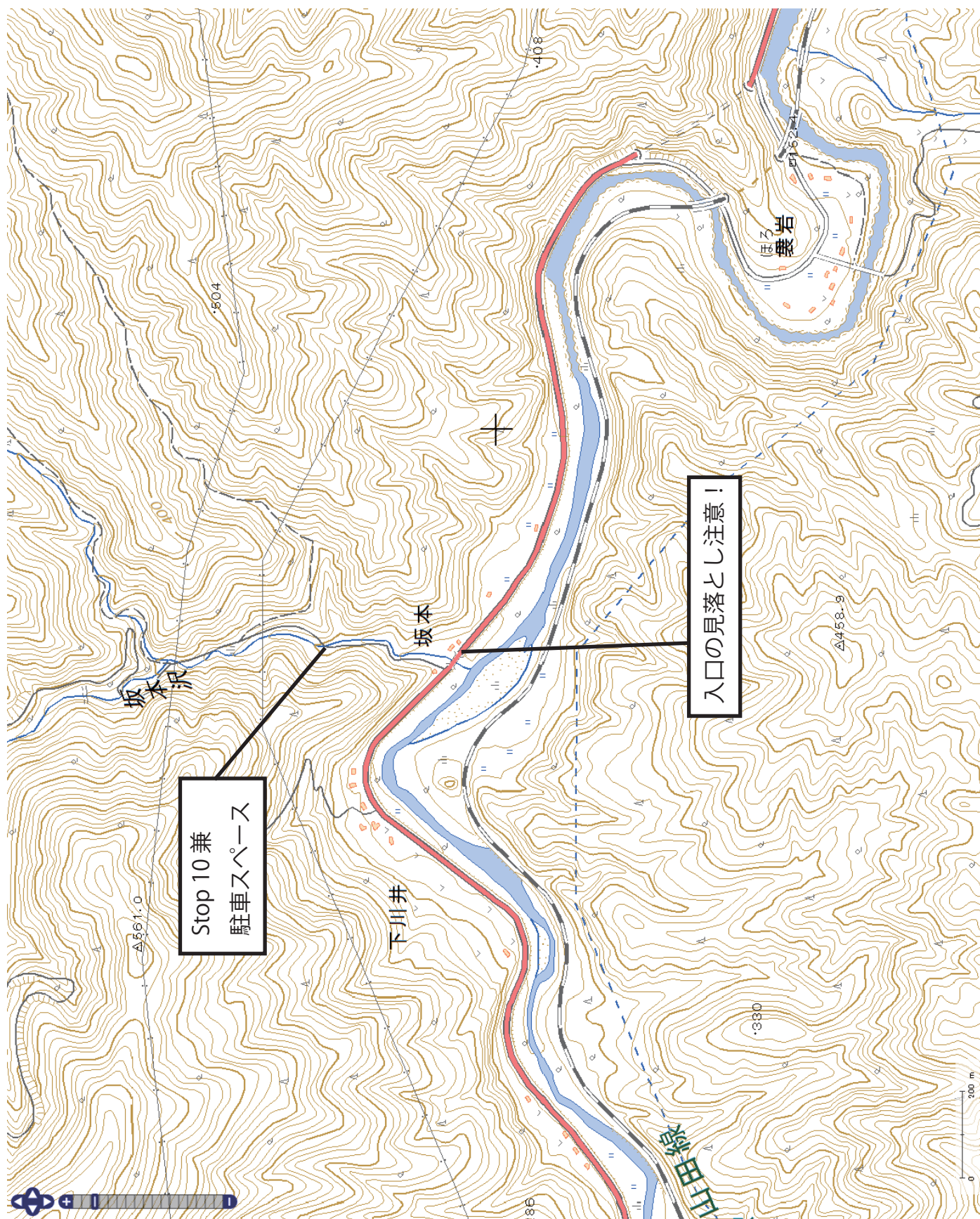


永広ほか（編集中）



Suzuki and Ogane (2004)





文献

- Komuro, K., Yamaguchi, K. and Kajiwar, Y., 2005, Chemistry and sulfur isotopes in a chert-dominant sequence around the stratiform manganese deposit of the Noda-Tamagawa Mine, Northern Kitakami Terrane, Northeast Japan: Implication for paleoceanographic environmental setting. *Resource Geology*, 55, 337–351.
- 国立天文台編 (2013) 平成 26 年 理科年表 第 87 冊.
- Nakagawa, M., Santosh, M. and Maruyama, S., 2011, Manganese formations in the accretionary belts of Japan: Implications for subduction-accretion process in an active convergent margin. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42, 208–222.
- 大路樹生・大石雅之, 2014, 岩手県田野畑村羅賀の津波石はどこからきたかのか? 化石, no. 95, 1–4.
- 三陸ジオパーク推進協議会 (2014) 行ってみよう! やってみよう! 三陸ジオパークガイドブック.
- 日本の地質「東北地方」編集委員会, 1989, 日本の地質 2 東北地方. 共立出版.
- Suzuki, N., Ehiro, M., Yoshihara, K., Kimura, Y., Kawashima, G., Yoshimoto, H., Nogi, T., 2007, Geology of the Kuzumaki-Kamaishi Subbelt of the North Kitakami Belt (a Jurassic accretionary complex), Northeast Japan: Case study of the Kawai-Yamada area, eastern Iwate Prefecture. *Bulletin of the Tohoku University Museum*, no. 6, 103–174.
- Suzuki, N. and Ogane, K., 2004, Paleocanographic affinities of radiolarian faunas in late Aalenian time (Middle Jurassic) recorded in the Jurassic accretionary complex of Japan. *Journal of Asian Earth Science*, 23, 343–357.
- 高橋維一郎・南部松夫, 2003, 新岩手県鉾山誌. 東北大学出版会.
- 山北 聡・大藤 茂, 2000, 中央構造線の後期白亜紀左横すべり変位量の推定とその西南日本の地帯配列における意味. 地団研専報 no. 49, 93–104.
- 米倉伸之, 1966, 陸中北部沿岸地域の地形発達史. 地理学評論, 39, 311–323.