

5章、日本列島の始まりは付加体から

5章1節

付加体

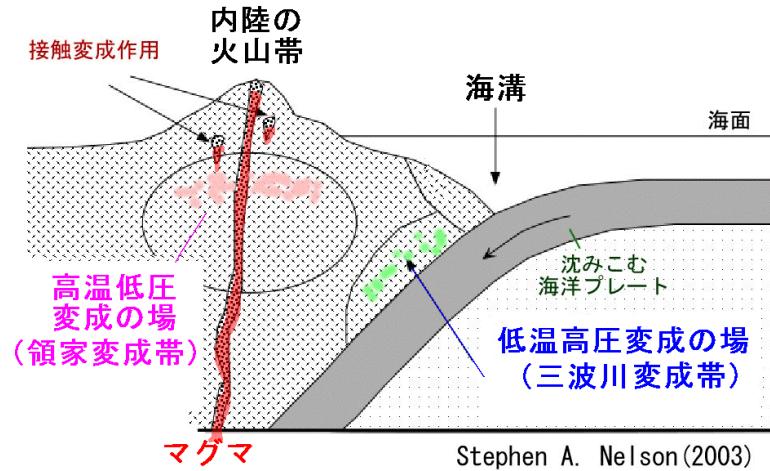
遠洋性岩石と海溝堆積物

日本列島の土台

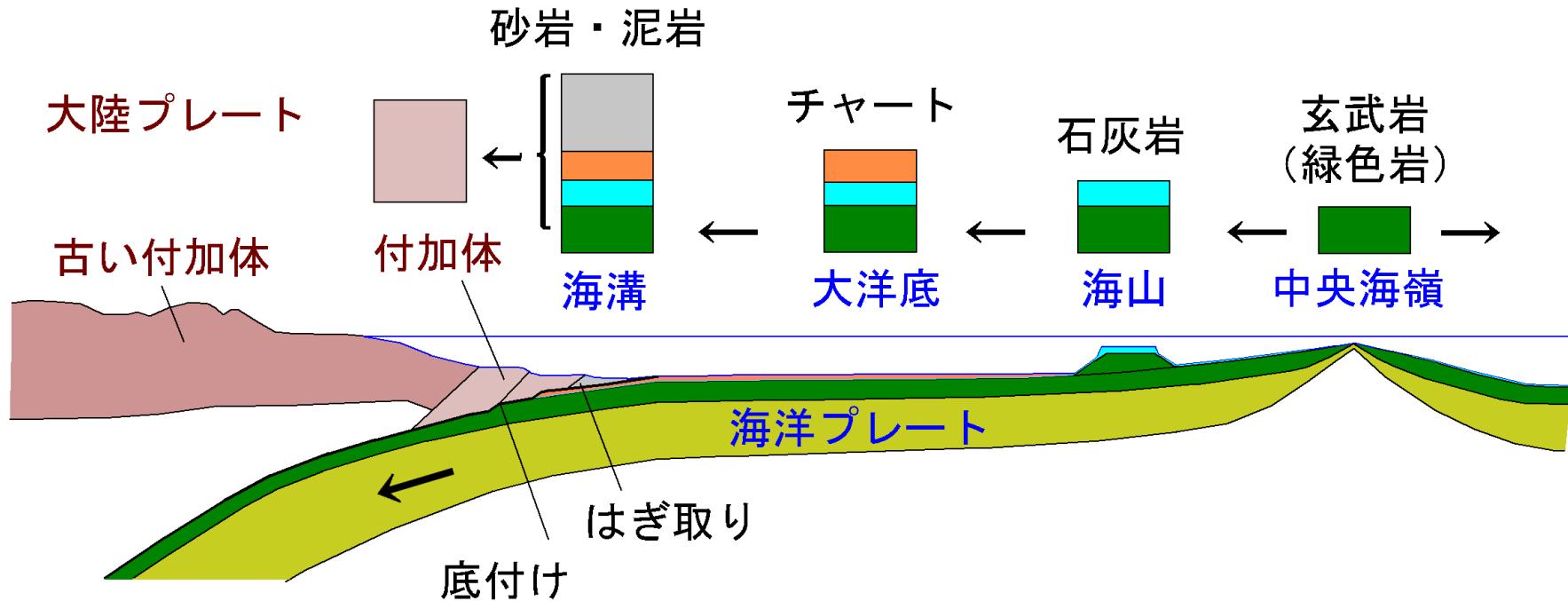
付加体の年代とは

メランジュ

5-1, 領家変成岩も三波川変成岩も もとの岩(源岩)は付加体

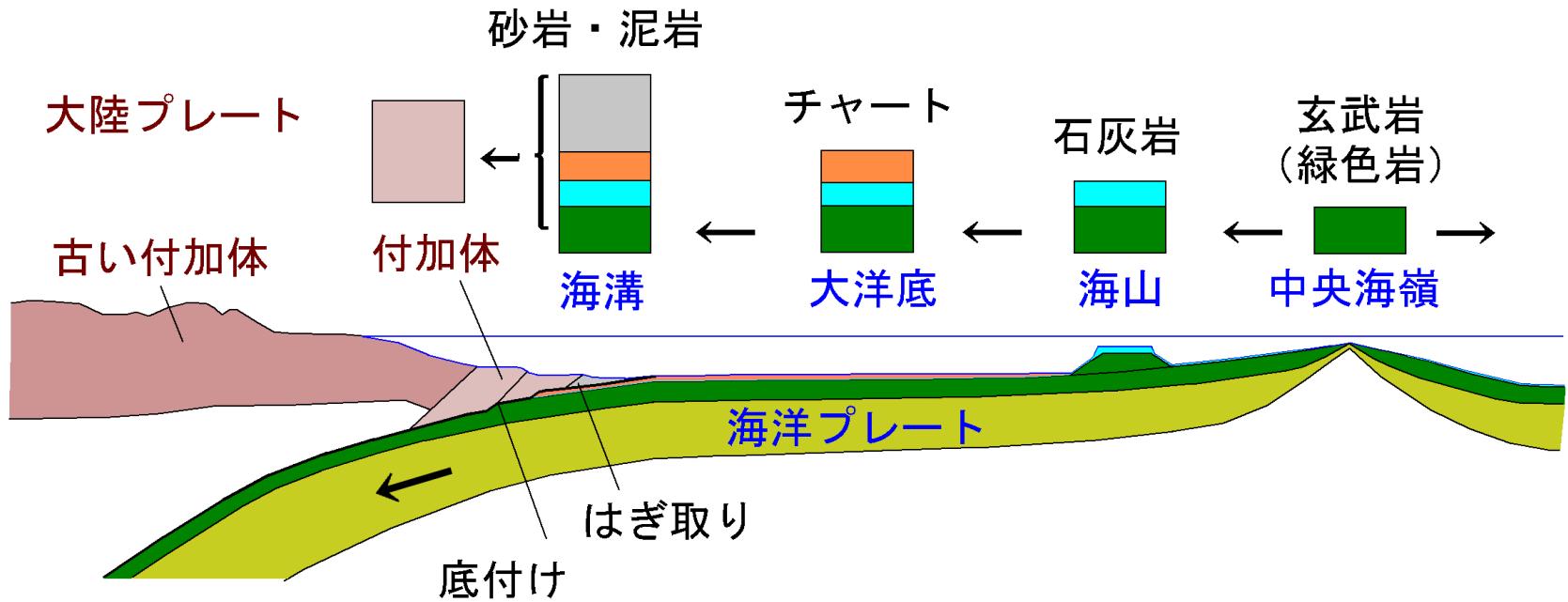


5-2, 付加体



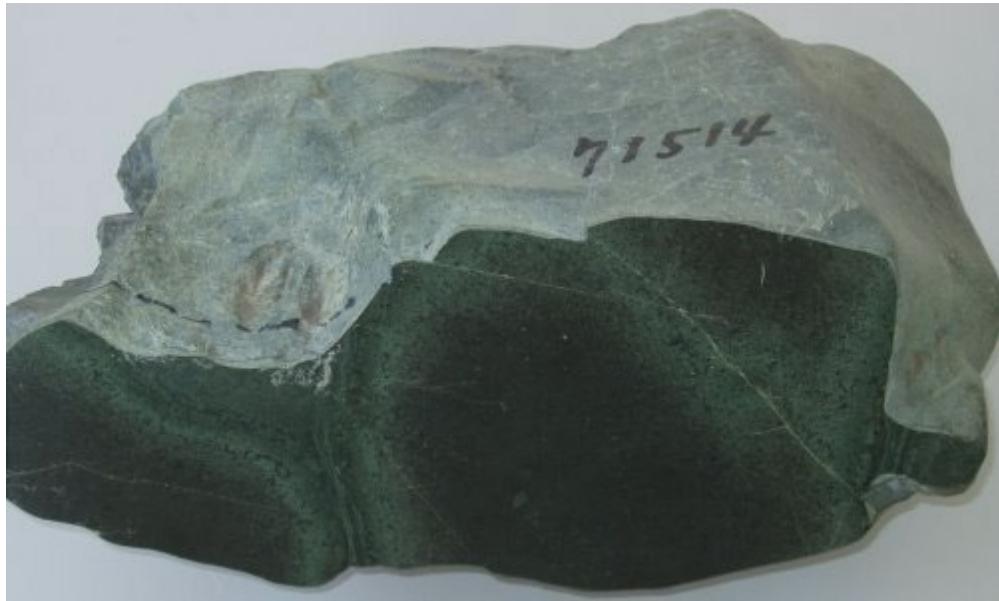
沈み込む海洋プレートからはぎとられ、
大陸プレートに付け加わった地質体

5-3, 付加体のメンバー



遠洋性 海洋地殻 緑色岩・はんれい岩・かんらん岩
大洋底堆積物 石灰岩(火山島のサンゴを含む)
チャート
海溝堆積物 泥岩(粘板岩)・砂岩

海洋地殻の 緑色岩(弱变成玄武岩)・はんれい岩



中央海嶺やホットスポット火山島に湧いた玄武岩は、海水に触れて変質し、含水鉱物を含むことが多い。それらが弱い变成を受けた变成岩としての岩石名が緑色岩。

ホットスポット巨大海底火山のマグマだまりの中で、
晶出した重い鉱物が底に沈積してできた、かんらん岩。



1億5000万年前（中生代ジュラ紀後期）
ひきつづき、美濃丹波秩父帯の付加体が成長している。沈み込み帯と平行に、ジュラ紀の花崗岩類が貫入している。イザナギプレート上に噴出した巨大な“みかぶ海台”が接近中。

丸山ほか(1997)

石灰岩：石灰質の殻や骨格を作る生物の
遺骸が火山島の周囲や大洋底に堆積



チャート: 石英質の殻を作る微小なプランクトンの放散虫の遺骸が大洋底に堆積



数千メートルより深い深海はカルシウムが不飽和で、海面から降ってくる微小プランクトンの石灰質の殻は溶けてしまうため、深海では放散虫の石英質の殻だけが堆積し、チャートができる。

海溝堆積物の砂岩と泥岩

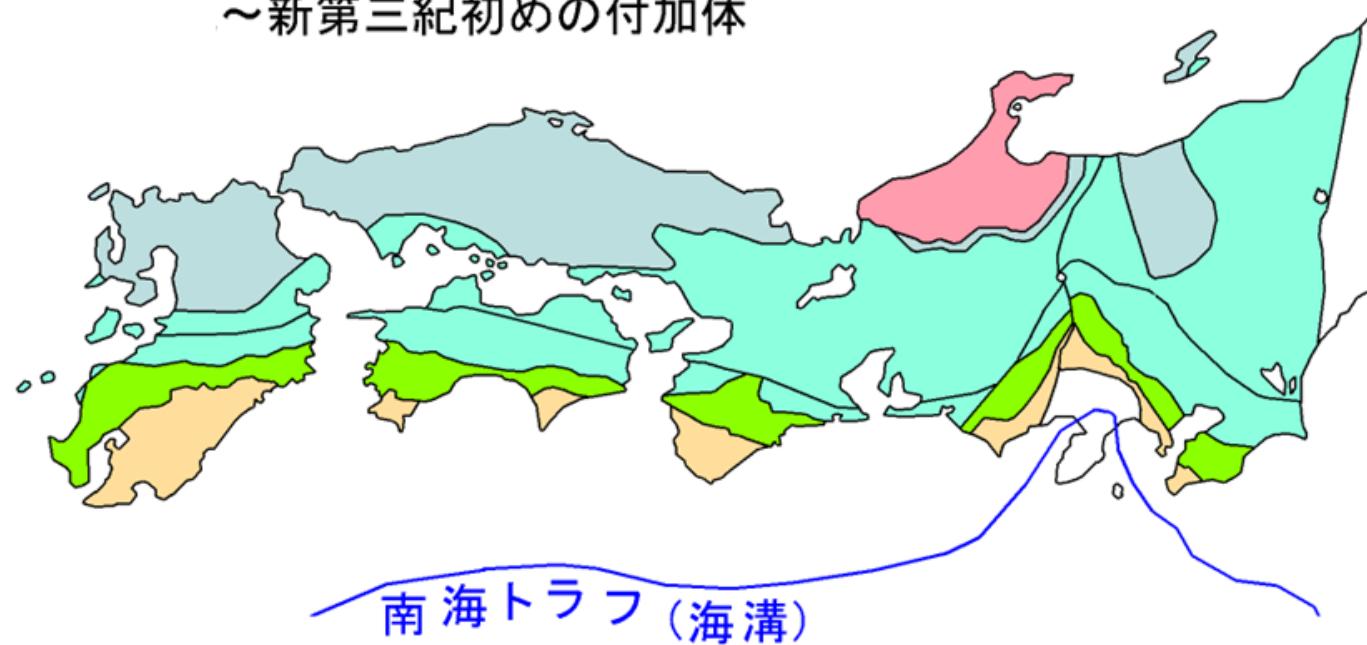


砂岩:海底土石流で、砂と泥が混ざった混濁流が
海溝に流れ下り、一気に堆積。

泥岩:土石流と土石流の間に、泥だけがゆっくり堆積。

5-4, 古アジア大陸の縁に3億年間成長した付加体が、後の日本列島の土台になった。

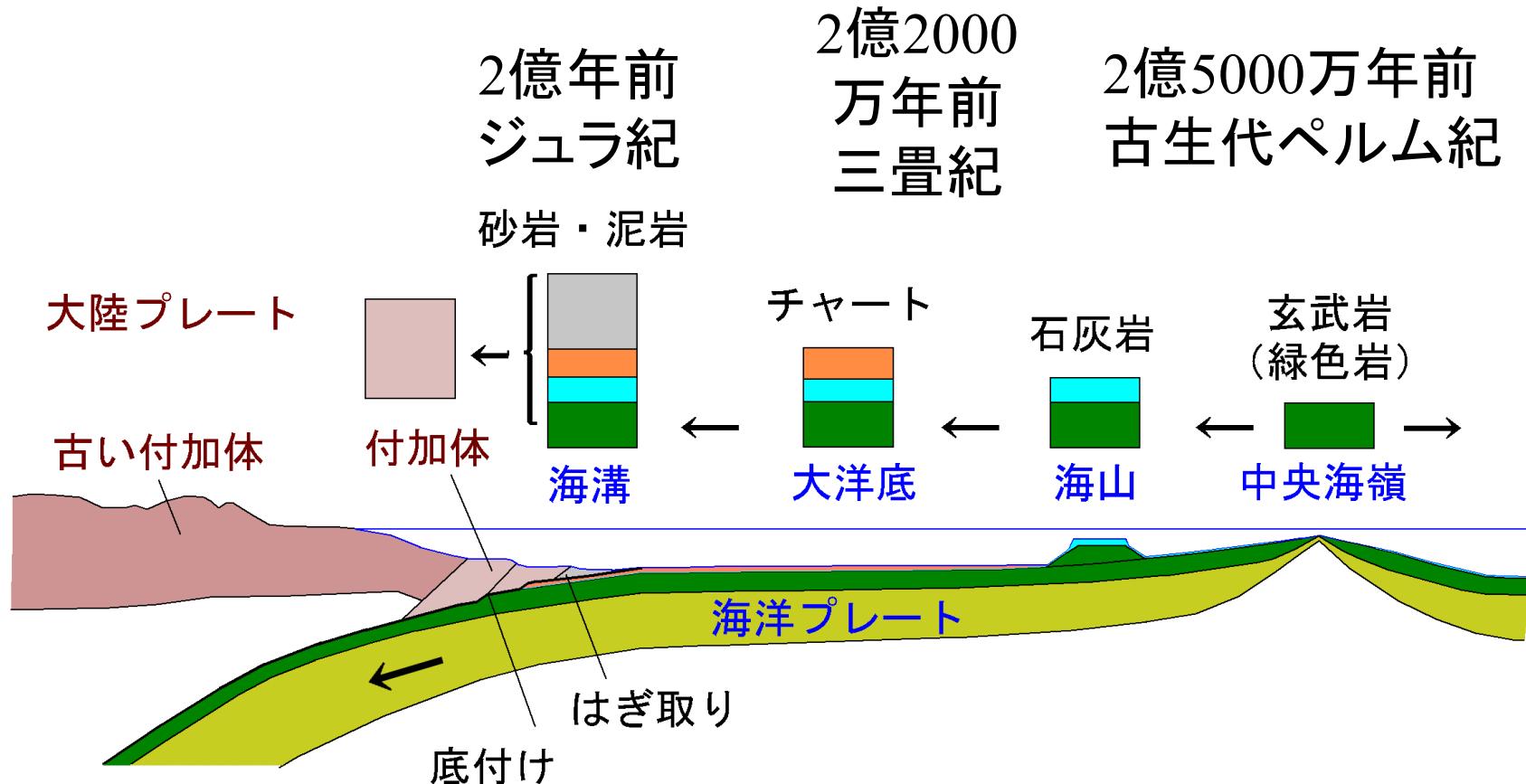
- 古生代以前の大陸地殻
 - 古生代末～中生代三疊紀の付加体 3億～2億年前
 - 中生代ジュラ紀の付加体 2億～1億4300年前
 - 中生代白亜紀の付加体 1億4300万～6600万年前
 - 新生代古第三紀 6600万～1500万年前
- ～新第三紀初めの付加体



5-5, 付加体の年代は、付加した時の年代

遠洋性の岩石は、誕生した場所から海溝までの移動時間分古い。

ジュラ紀付加体の一例



5-6, メランジュ

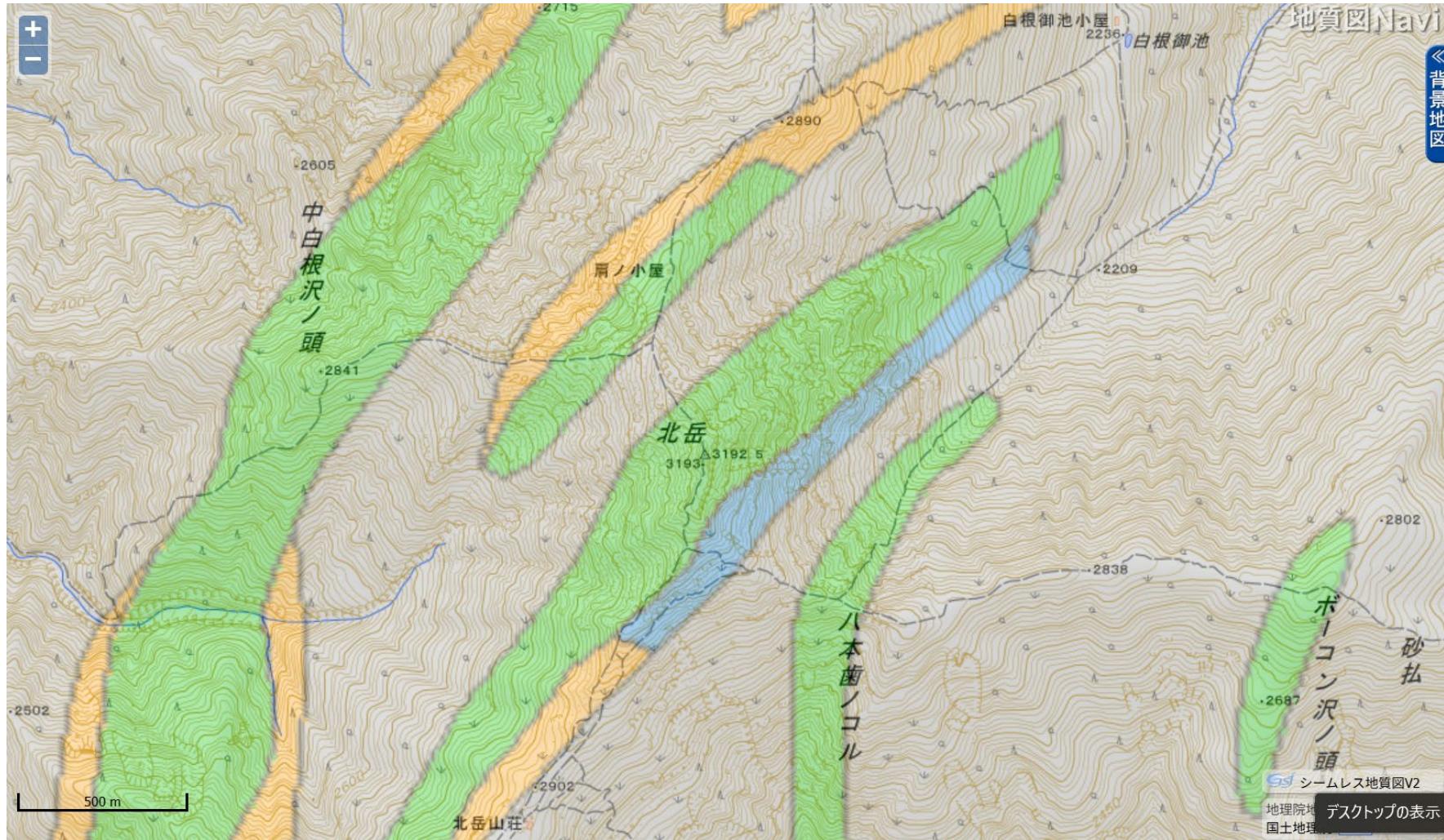
海洋プレートからはぎとられ大陸プレートに付加するときに、さまざまな岩石のブロックが、変形し混合



この標本は、ジュラ紀付加体の**標本スケールのメランジュ**遠洋性のチャートと海溝堆積物の泥岩・凝灰岩が混合

5-7, 地質図スケールのメランジュ

赤石山脈 北岳 白亜紀付加体(四万十帯北帯)



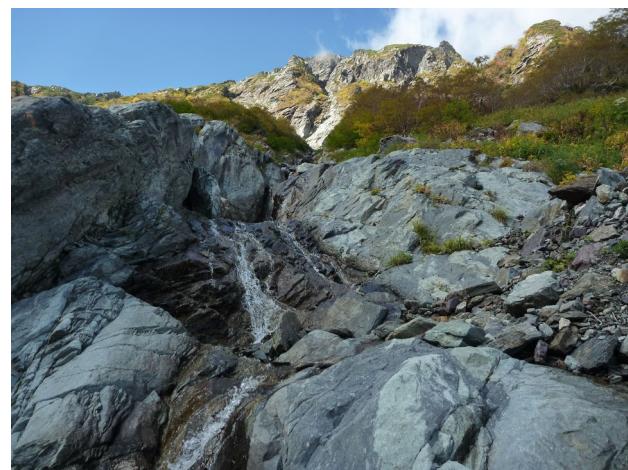
赤石山脈 北岳 白亜紀付加体(四万十帯北帯)



頂上付近 チャート

頂上三角点 緑色岩

頂上北方 石灰岩



間の岳への主稜線
緑色岩

八本歯 粘板岩

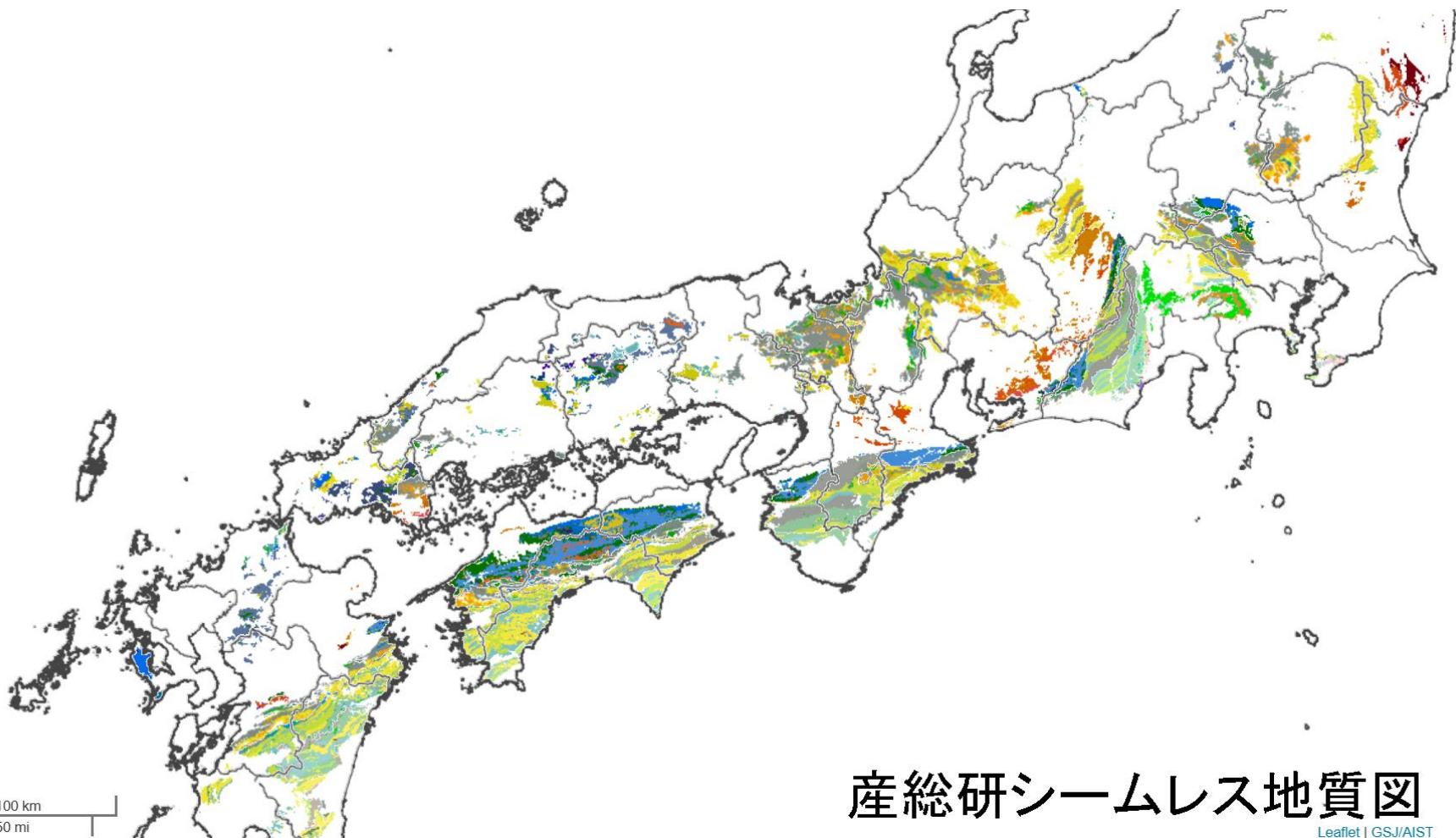
大樺沢
砂岩・粘板岩・凝灰岩

南アルプス野呂川広河原インフォメーションセンター



5-8, 地表に露出している付加体と变成岩

飛騨变成帯を除く



6章、ジュラ紀付加体に貫入した 白亜紀後期の花崗岩

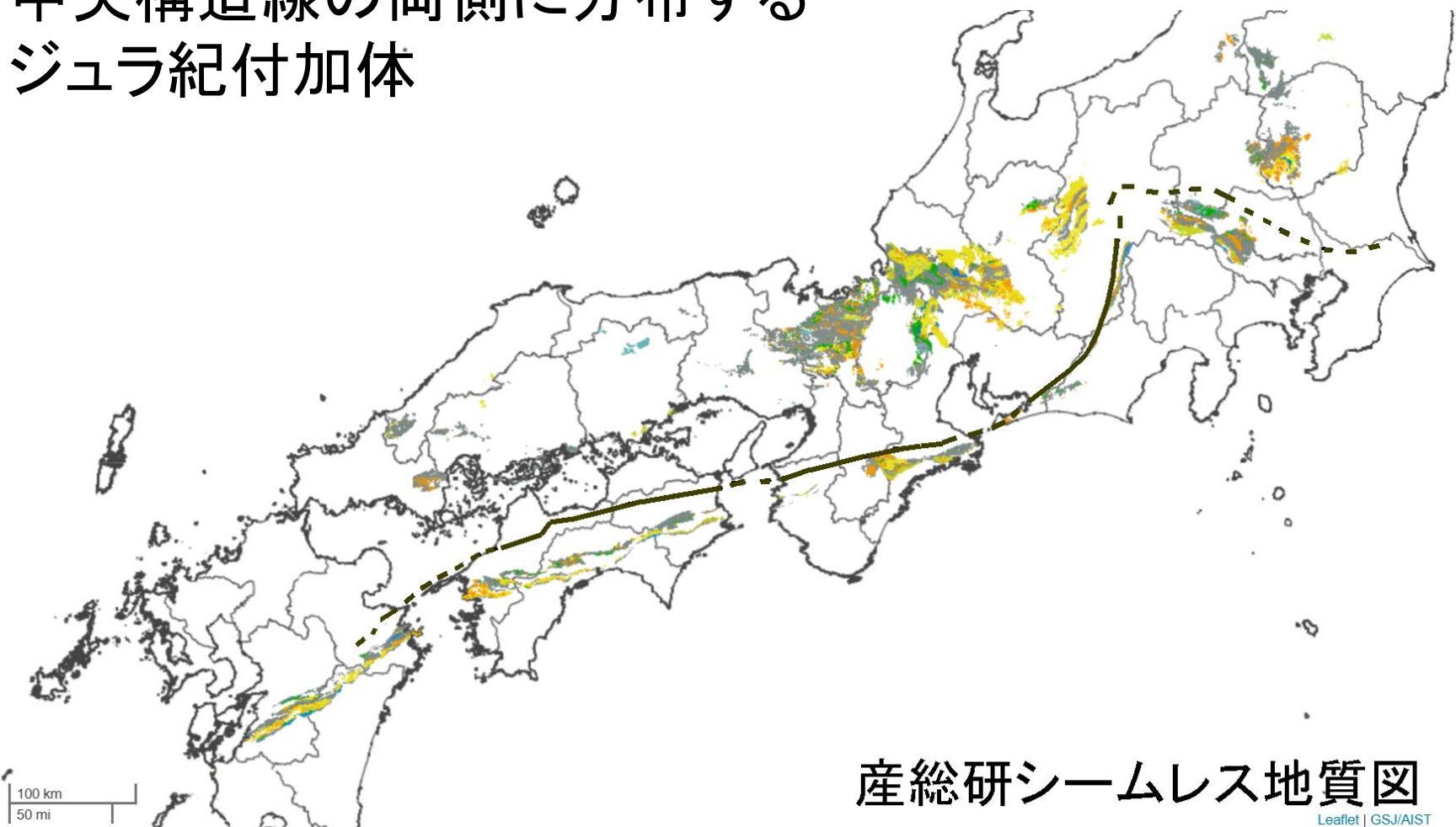
6章1節

ジュラ紀付加体
中央構造線の両側に分布

領家変成帯(源岩はジュラ紀付加体)
内帯側に分布

6-1, ジュラ紀付加体

中央構造線の両側に分布する
ジュラ紀付加体



美濃帶



岐阜城 チャート

秩父帶



藤原岳 石灰岩



伊良湖岬 チャート



二川岩屋観音 チャート



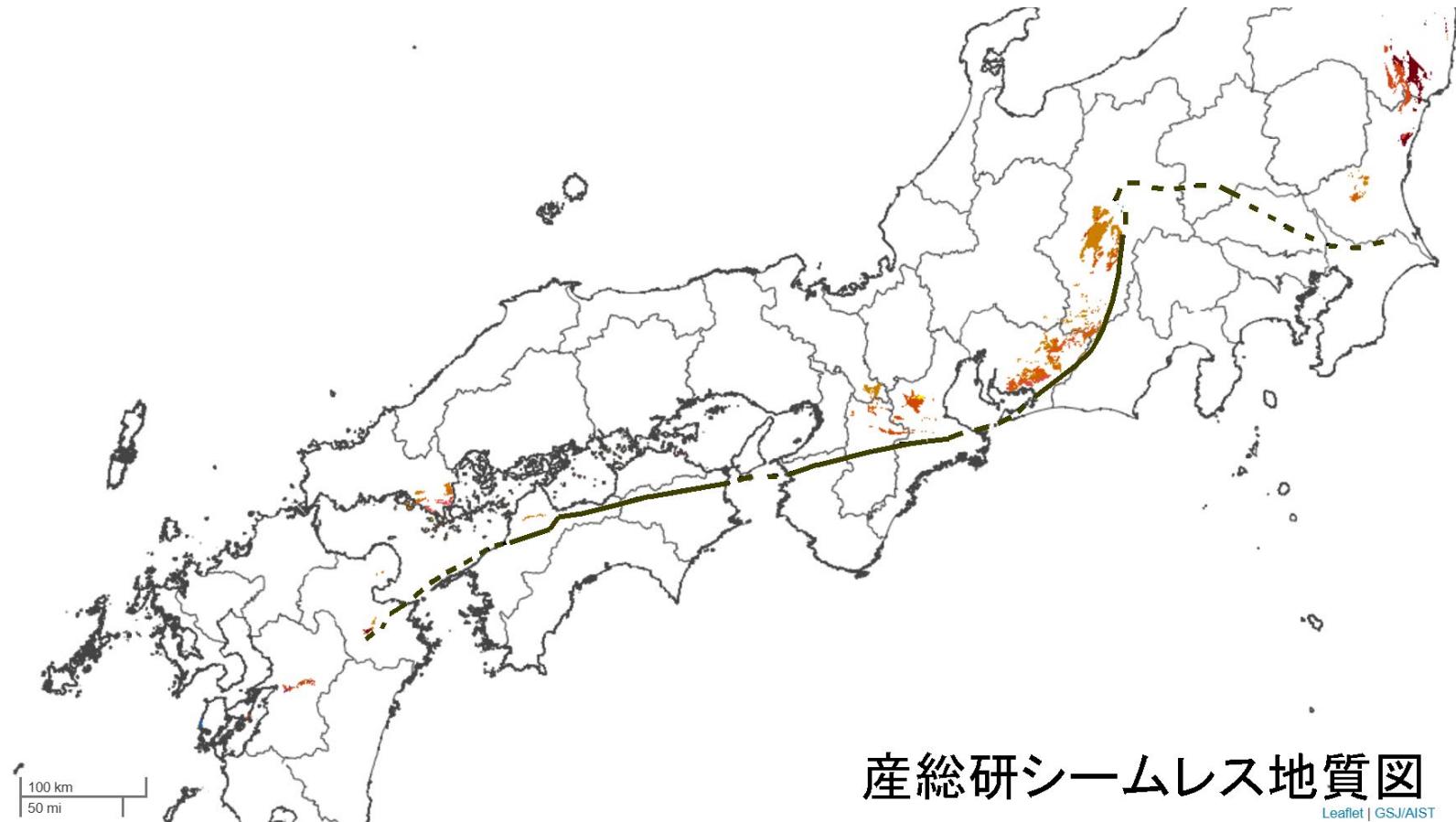
豊橋石巻山 石灰岩

豊橋市二川、岩屋観音のチャート ジュラ紀付加体(秩父帯) 2億年前にはぎとられ、大陸に付加した時の褶曲



岐阜城 チャート(美濃帯)

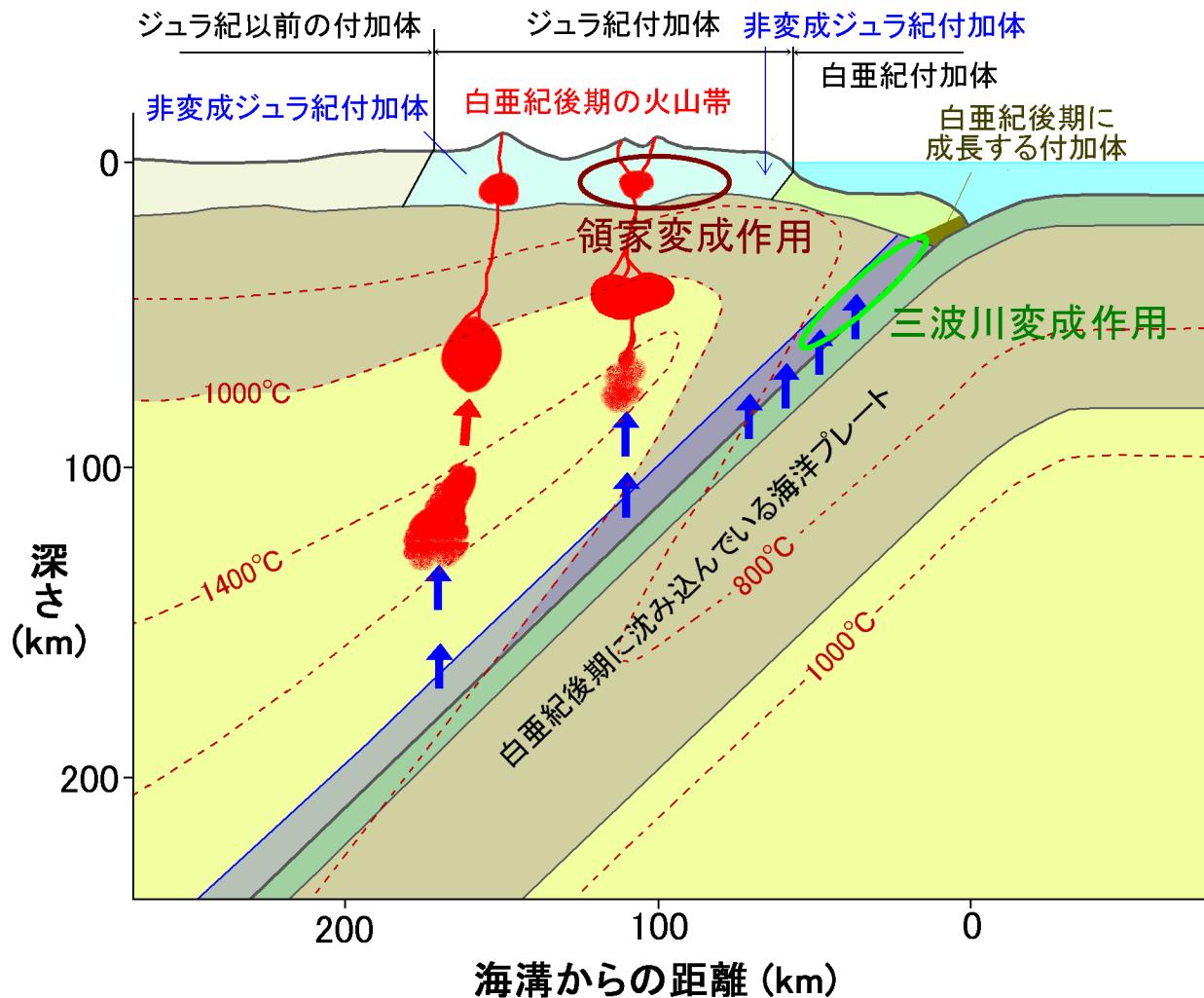
6-2, 領家変成帯(源岩はジュラ紀付加体) 白亜紀後期に高温低圧型変成



図は白亜紀の高温低圧型変成帯
阿武隈変成帯は白亜紀前期、熊本の変成岩との連続は未解決

6-3, ジュラ紀付加体中の高温低圧型変成帯

丹波-美濃-足尾帯(非変成)一領家変成帯一秩父帯(非変成)の白亜紀の配列のイメージ案



三波川変成帯
(源岩は白亜
紀付加体)は、
深部で変成作
用を受けてい
る。

概念図

变成岩



三河湾篠島泥質片麻岩
花崗岩類



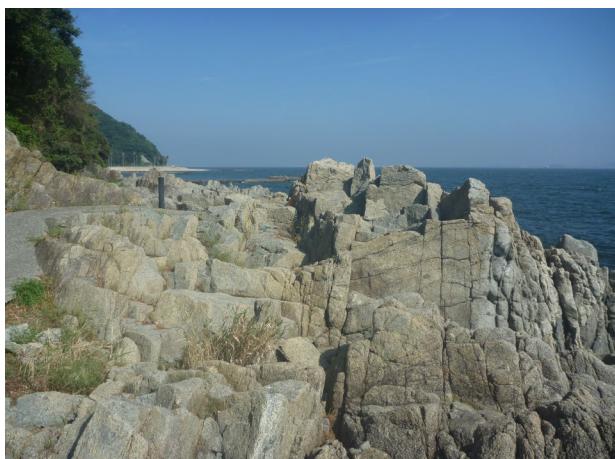
西尾市平原の滝
珪質片麻岩



設楽町田峯珪質片麻岩



三河湾篠島花崗閃綠岩



蒲郡市西浦花崗閃綠岩



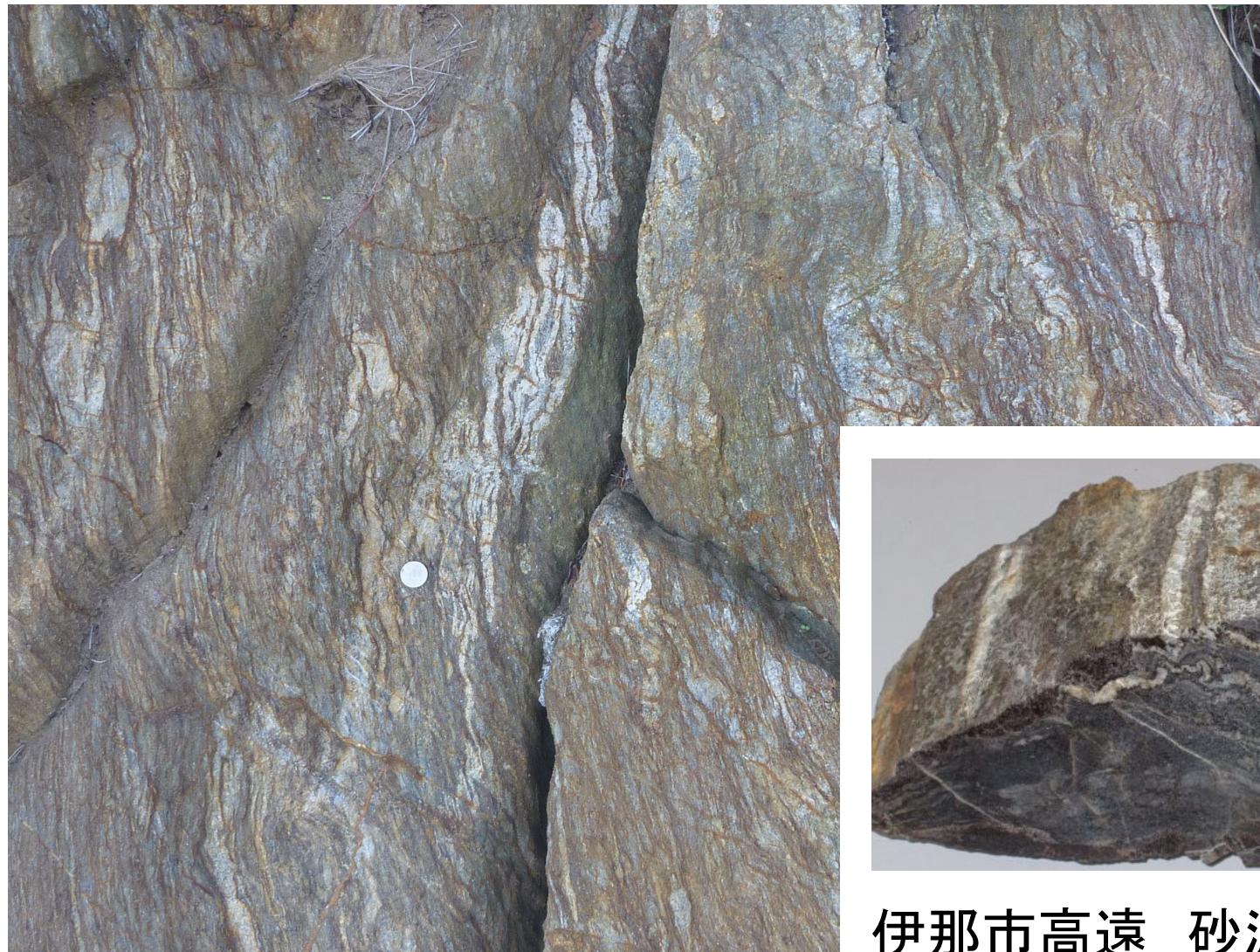
豊田市足助香蘭溪
花崗岩

蒲郡市西浦 白亜紀後期の花崗閃綠岩



西浦海岸

山口県上関町 泥質片麻岩(源岩はジュラ紀付加体)
白亜紀後期に変成 強い変形で折りたたまれた石英脈



伊那市高遠 砂泥質片麻岩

6章2節

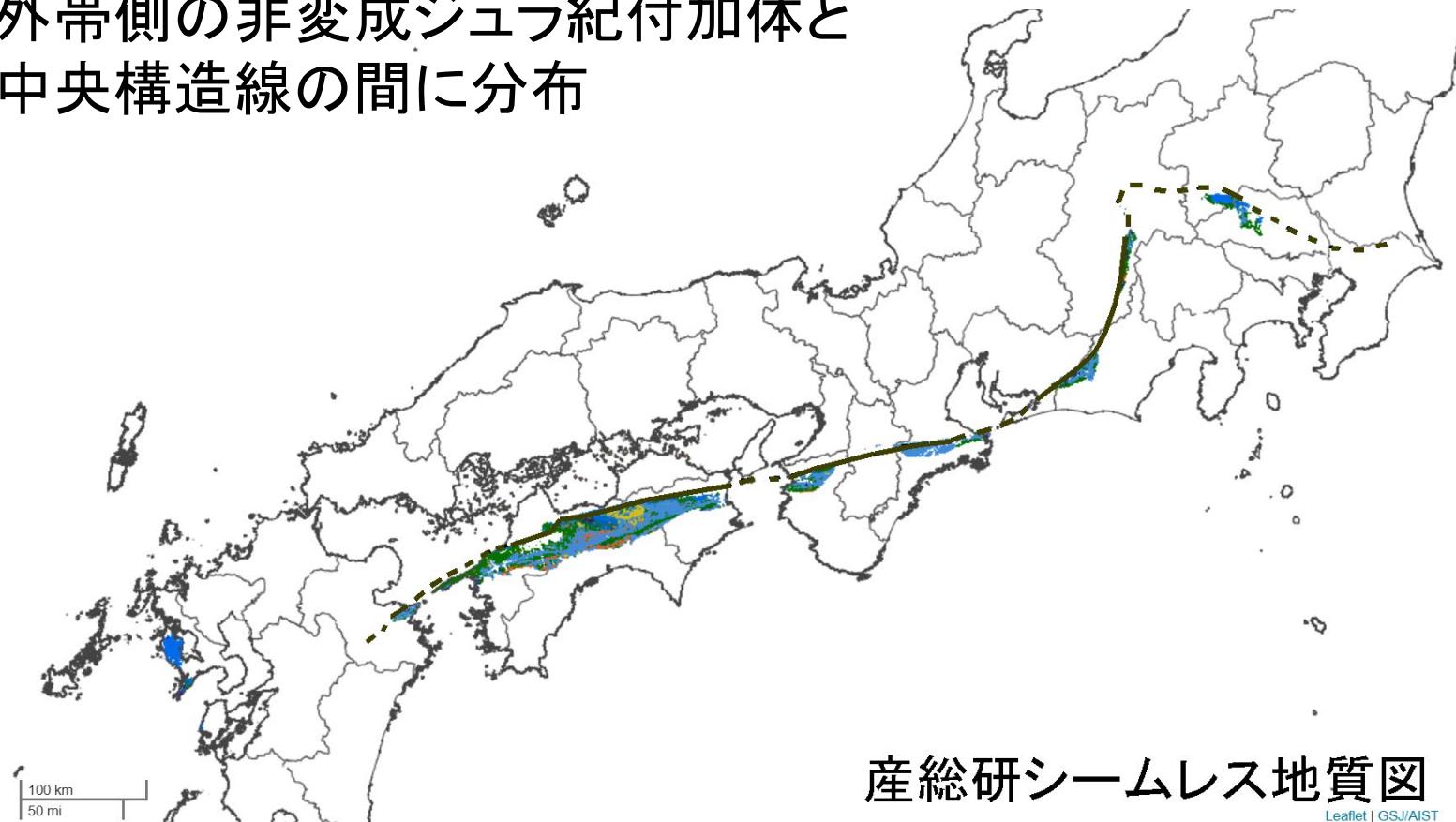
三波川変成帯

源岩は白亜紀付加体
外帯側に分布

中央構造線と外帯のジュラ紀付加体
の間に分布

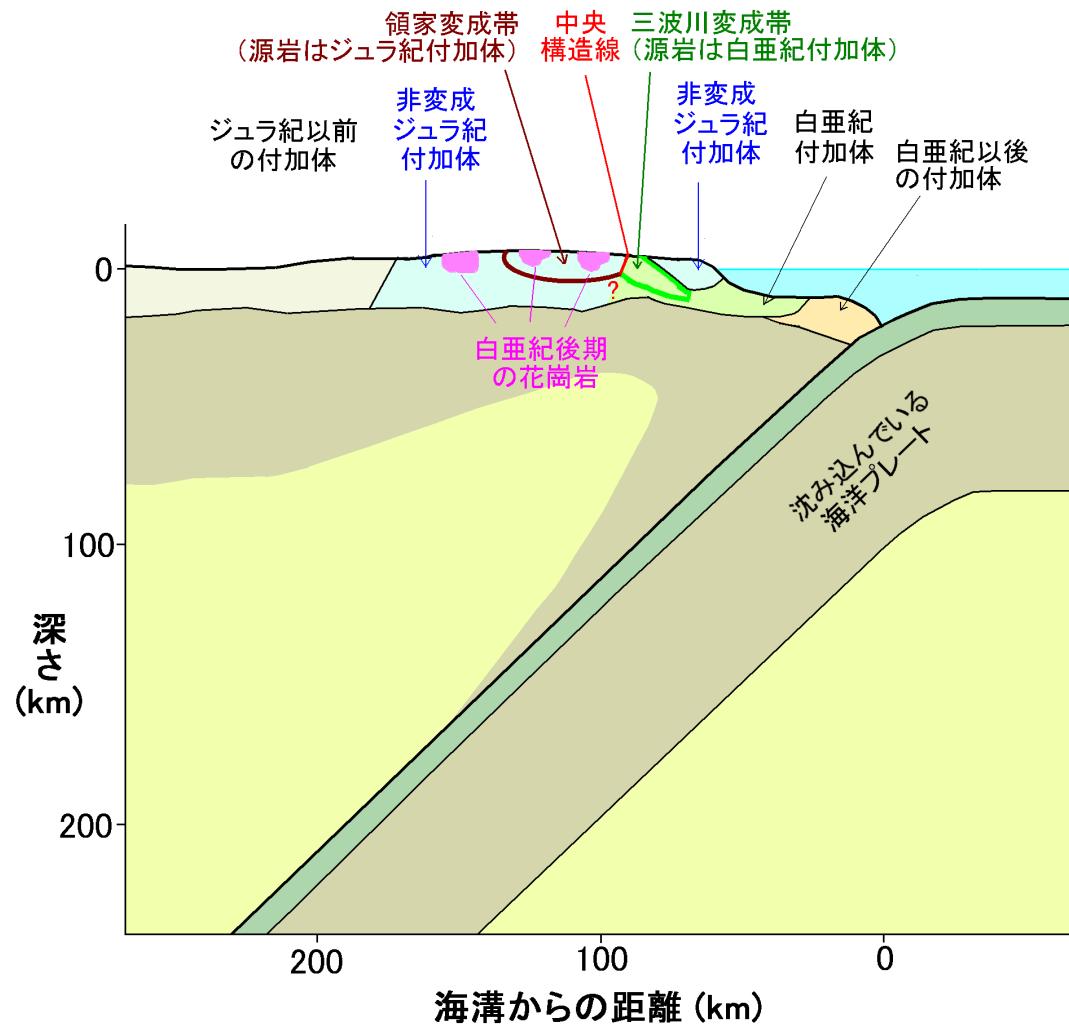
6-4, 三波川変成帯(源岩は白亜紀付加体) 白亜紀後期に低温高压型変成

外帯側の非変成ジュラ紀付加体と
中央構造線の間に分布



図は白亜紀の低温高压型変成帯、長崎変成岩・西彼杵変成岩との連続は未解決

6-5, 領家変成帯(変成ジュラ紀付加体)と 秩父帯(非変成ジュラ紀付加体)の間に 上昇定置した三波川変成帯?





混乱

~~中央構造線で大陸プレート側の内帯と
海洋プレート側の外帯が接した~~



納得

中央構造線は大陸の中に生じた断層

白亜紀のマグマ活動の領域(高温)を切り
マグマ活動が無かった前弧域(低温)と接しさせた

7章、断層岩類

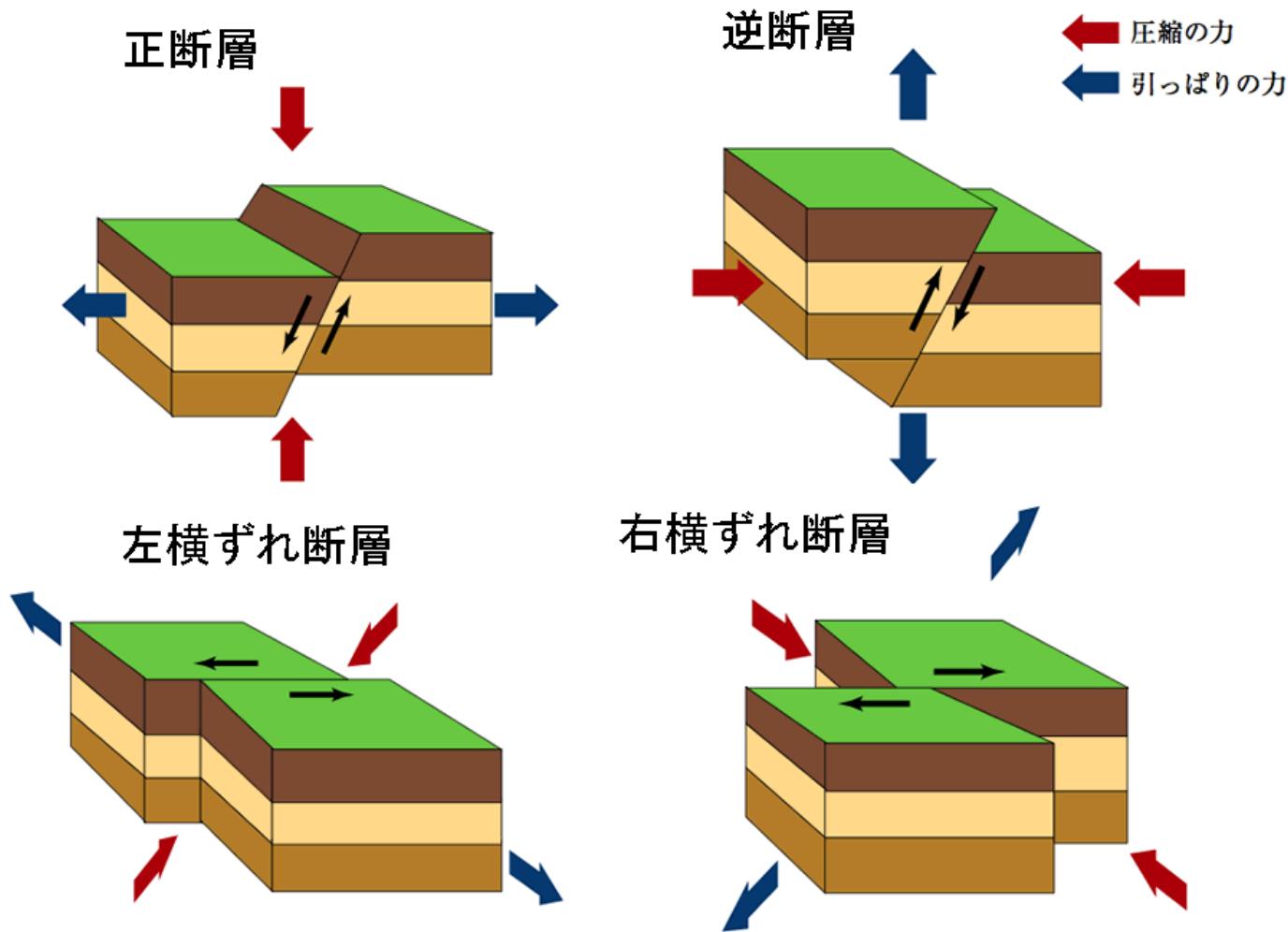
7章1節

断層のずれ方

断層の深さと幅

断層岩類

7-1, 「断層」は、ずれ目



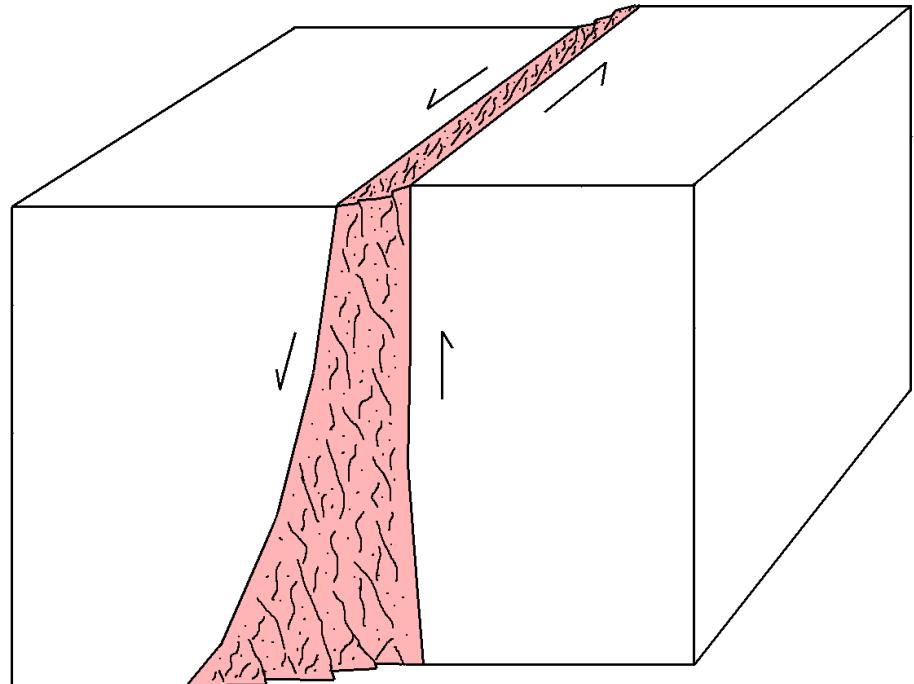
図は文部科学省小冊子「地震の発生メカニズムを探る」より

7-2, 断層帯

例: 伊那谷断層帯
(活断層系)

地質学的「断層帯(断層の幅)」
活断層評価の「断層帯(系)」

地質学的「断層帯」

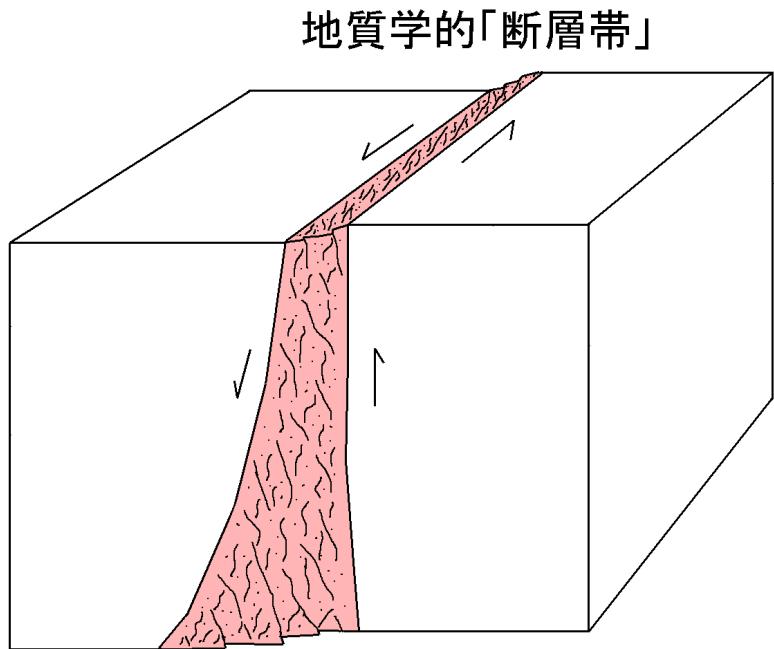


断層岩 断層帯の中で変形を受けた岩石
変形の仕方で区分(岩種は問わない)



7-3, 断層岩類: 断層ガウジと断層角礫

断層の幅の中で、破碎や変形を受けた岩石



断層岩 断層帯の中で変形を受けた岩石
変形の仕方で区分(岩種は問わない)

断層深部ほど
断層帯の幅が広い

深さ 0~5km 低温・低圧

破碎・粉碎されたまま

断層ガウジ

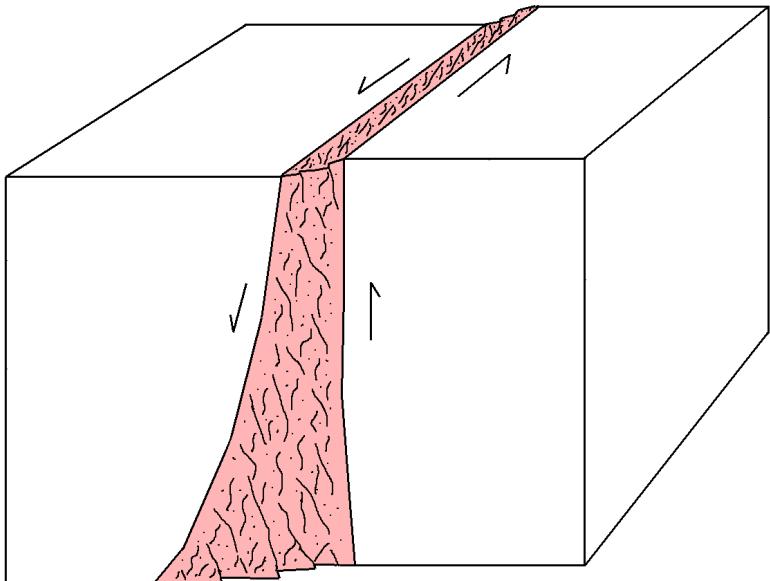
ほとんど粉碎物

断層角礫

肉眼で見分けられる岩片
が30%以上

7-4, 断層岩類: カタクレーサイト

地質学的「断層帯」



断層岩 断層帯の中で変形を受けた岩石
変形の仕方で区分(岩種は問わない)

断層深部ほど
断層帯の幅が広い

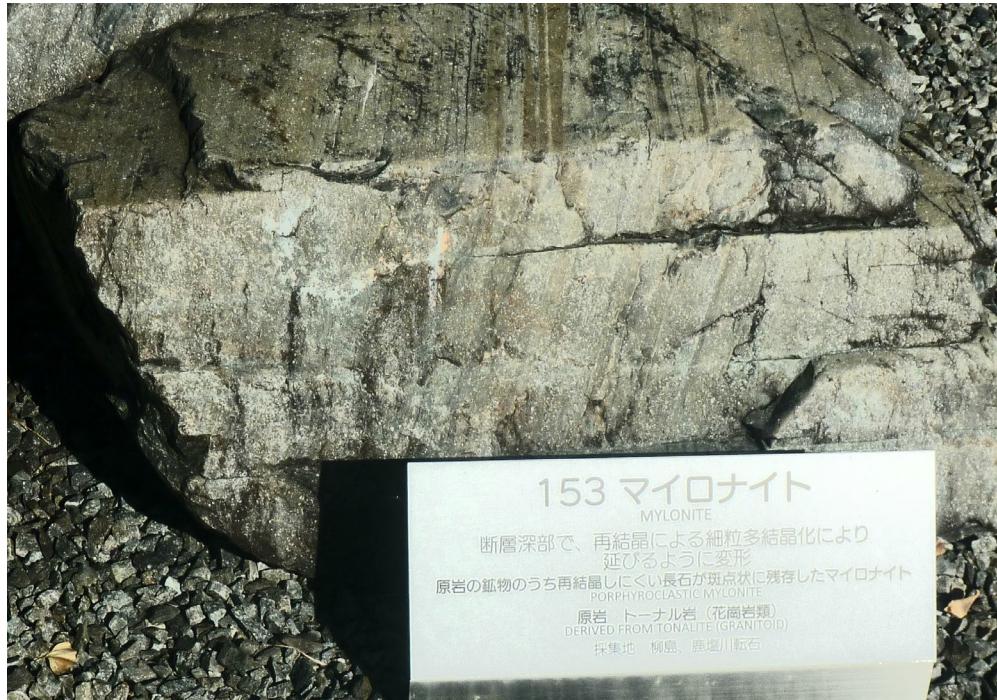
深さ 5km～15km 高圧

カタクレーサイト
破碎されているが
固結した岩石(破碎岩)

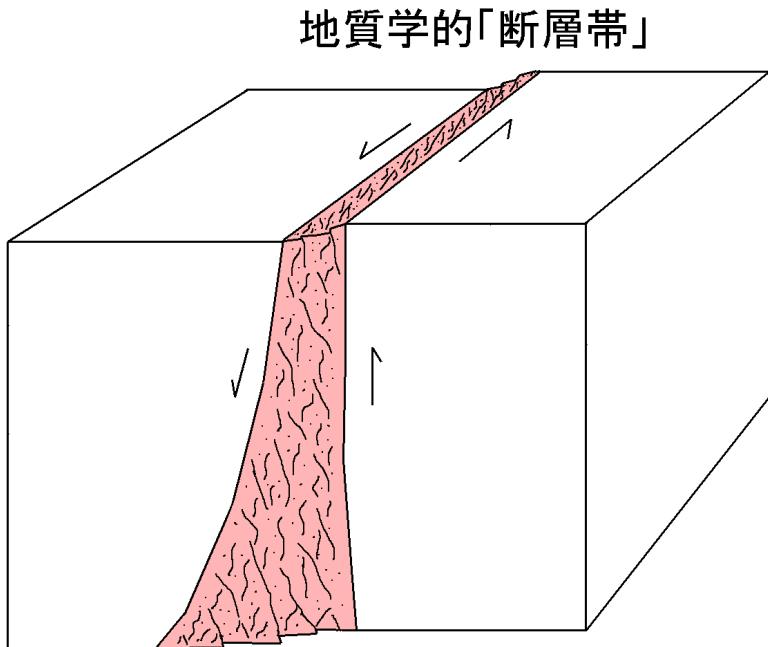
ひずみが大きくなつて
一気に破碎し、ずれ動いた
→地震波を発生した

左: カタクレーサイト(破碎岩)

地震波を発生する深さ(震源になる深さ)で
急激なずれ動きで破碎。再固結した岩石。
(記載的には「破碎しているが固結を保っている岩石)



7-5, 断層岩類:マイロナイト



断層岩 断層帶の中で変形を受けた岩石
変形の仕方で区分(岩種は問わない)

断層深部ほど
断層帶の幅が広い

深さ 15km以深 高温

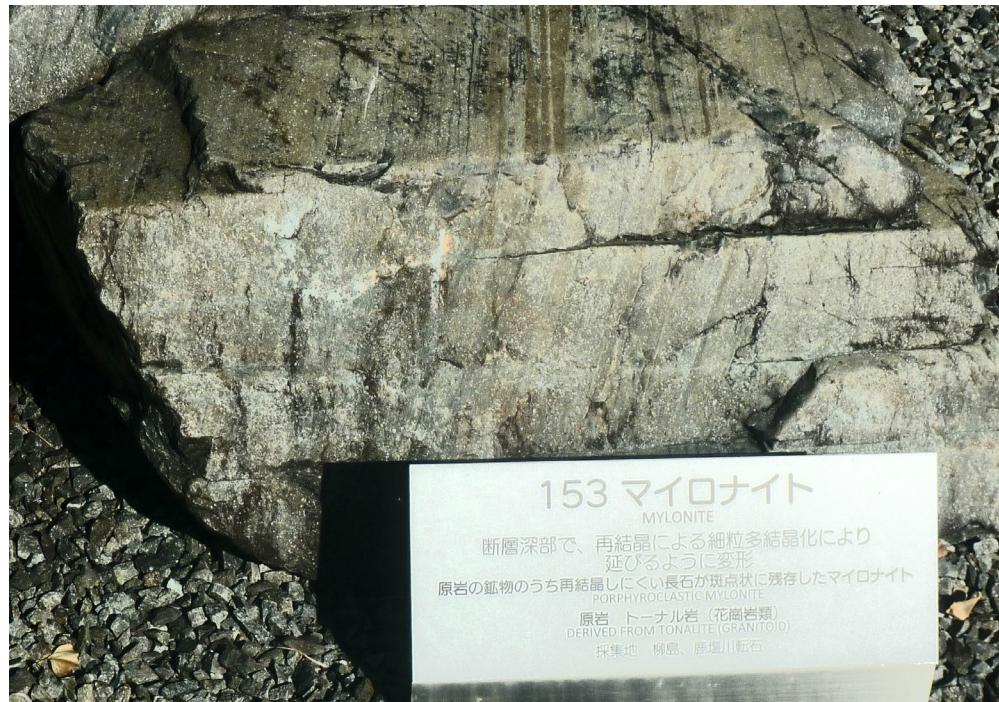
变成作用が生じる温度

マイロナイト
再結晶しながらゆっくり延びた
→地震波は発生しない

变成岩としては「動力变成岩」

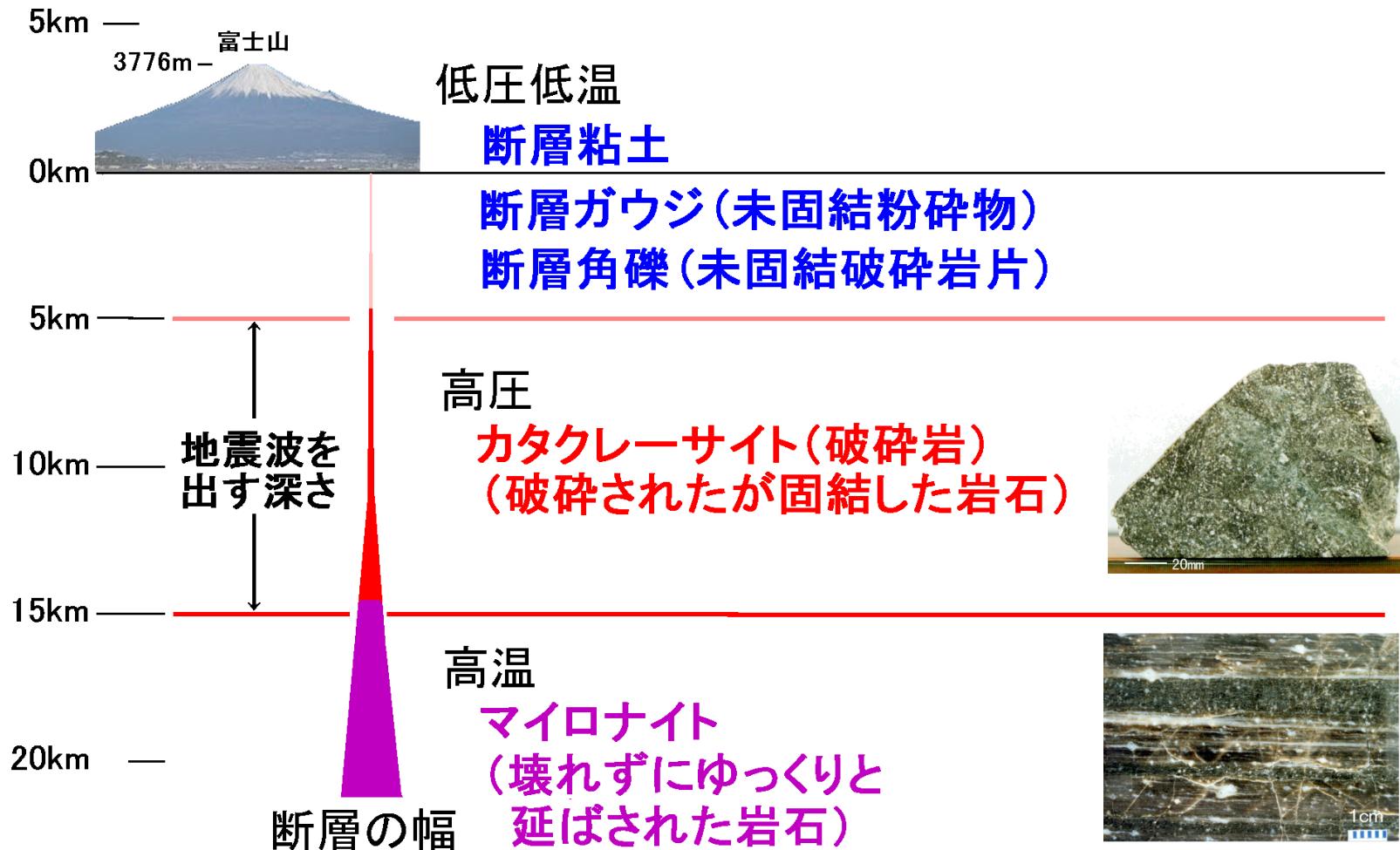
右:マイロナイト

地震波を発生する深さ(震源になる深さ)以深で、壊れることなくゆっくりと延ばされた岩石



7-6, 大陸地殻に生じる断層の断層岩

地表～地震波を発生する深さ～地震波を発生しない深さまで



大鹿村中央構造線博物館ホームページ

→学習資料→断層岩類

断層岩ってなに？ | 大鹿村中央構造線博物館

https://mtl-muse.com/study/faultrocks/whatisfaultrocks/

OSHIKA MUSEUM OF JAPAN MUSEUM OF EARTH SCIENCE 大鹿MTL リンク集 お問い合わせ 文字サイズ： 大 小 言語を選択

ホーム 利用案内 イベント 展示 中央構造線 学習資料 博物館について

学習資料

- 登山道沿い岩石マップ
- 南アルプスジオパーク
- 謎の鹿塩温泉
- 地震
- 断層岩類**
- 断層岩ってなに？
- 断層岩の分類
- 面構造と線構造
- 剪断センスの判定
- 断層岩と地震
- 断層岩の顕微鏡画像リスト
- N01ポーフィロクラスティック・マイロナイト
- N02ウルトラマイロナイト

断層岩ってなに？

断層岩というのは、地下の断層がずれ動いたときに、岩盤が剪断変形をするのにともなって形成される、脆性および延性剪断帯を構成する変形岩の総称です。

※「岩」といっても、未固結の断層内物質も含みます。
※剪断には、ゆっくりとした非地震性挙動と、高速の地震性挙動の両方を含みます。

断層岩の業界で有名な「鹿塩（かしお）マイロナイト」

花崗岩
↓
マイロナイト



大鹿村大西山崩壊地

デスクトップの表示

16°C くもり

検索

15:54 2025/11/27

7章2節

マイロナイト

壊れずに変形するしくみ
再結晶多結晶化

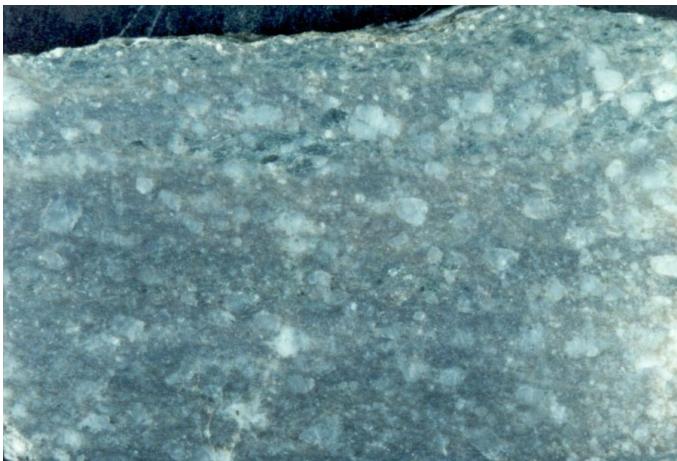
ポーフィロクラスト

はんれい岩源マイロナイト
かんらん岩源マイロナイト

7-7, マイロナイト

断層の深部で、壊れずにゆっくり延びた断層岩

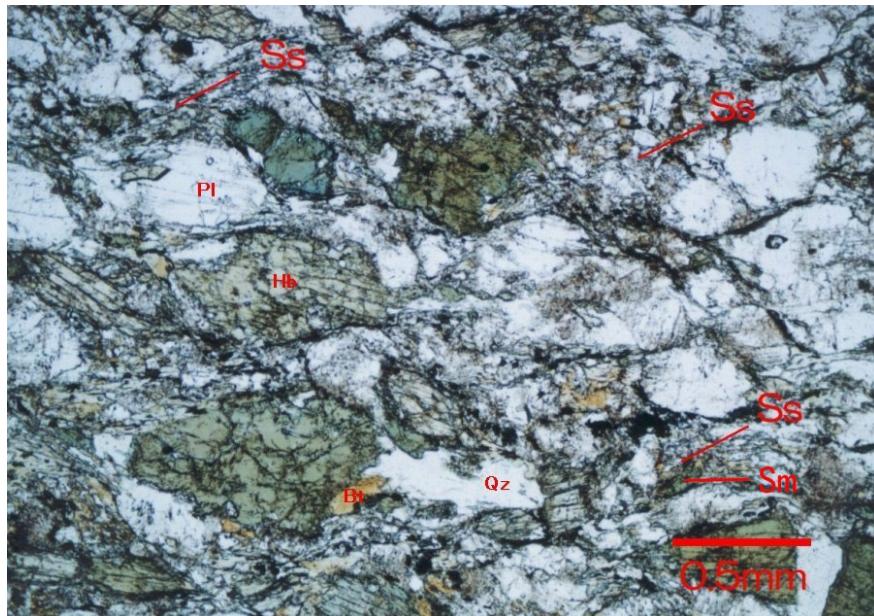




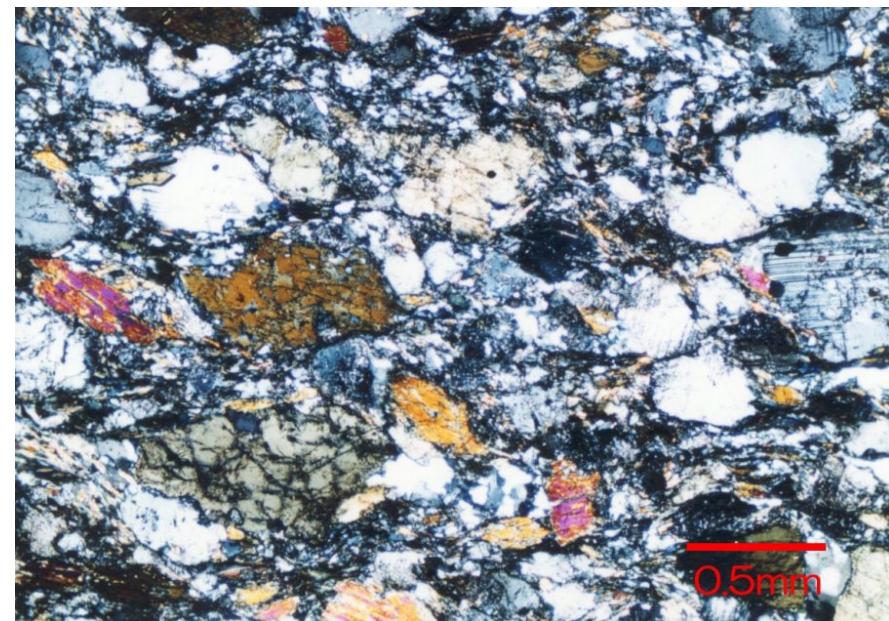
マイロナイト 源岩:トーナル岩(花崗岩類)

←大鹿村大西公園

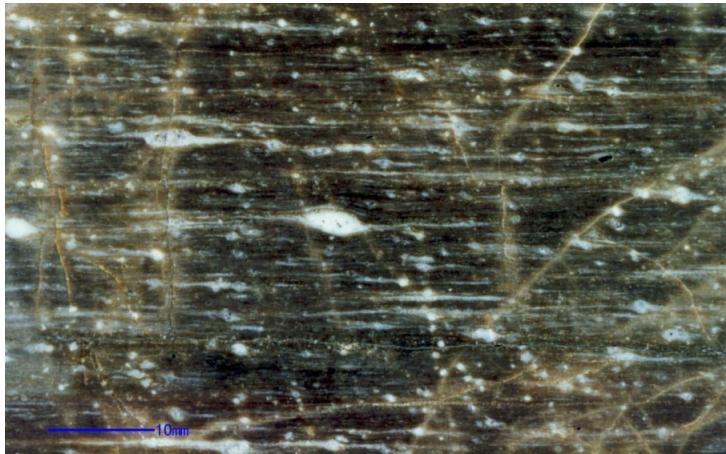
薄片の偏光顕微鏡画像 画像の長辺=3.6mm



下方ポーラー



クロスポーラー



マイロナイト
源岩:トーナル岩(花崗岩類)

←大鹿村鹿塩川

薄片の偏光顕微鏡画像 画像の長辺=3.6mm



下方ポーラー



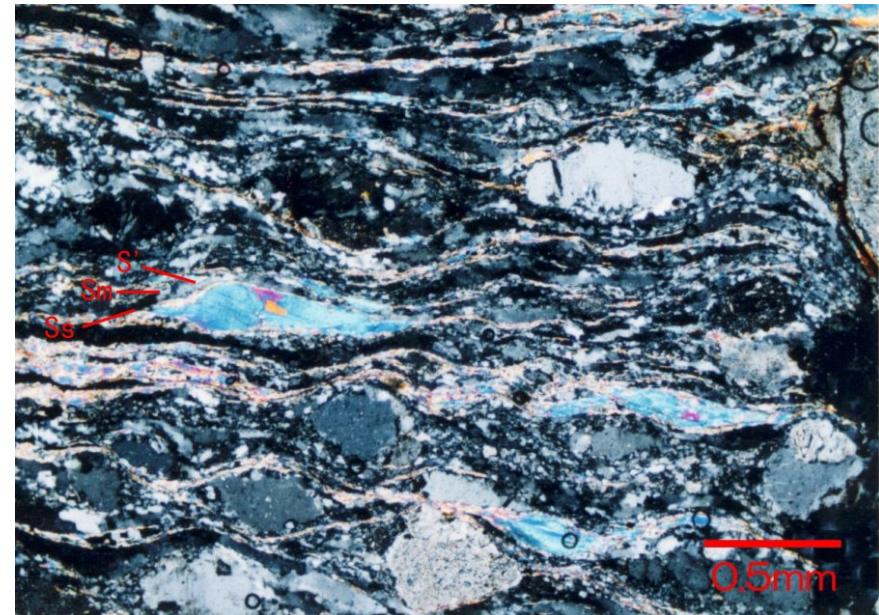
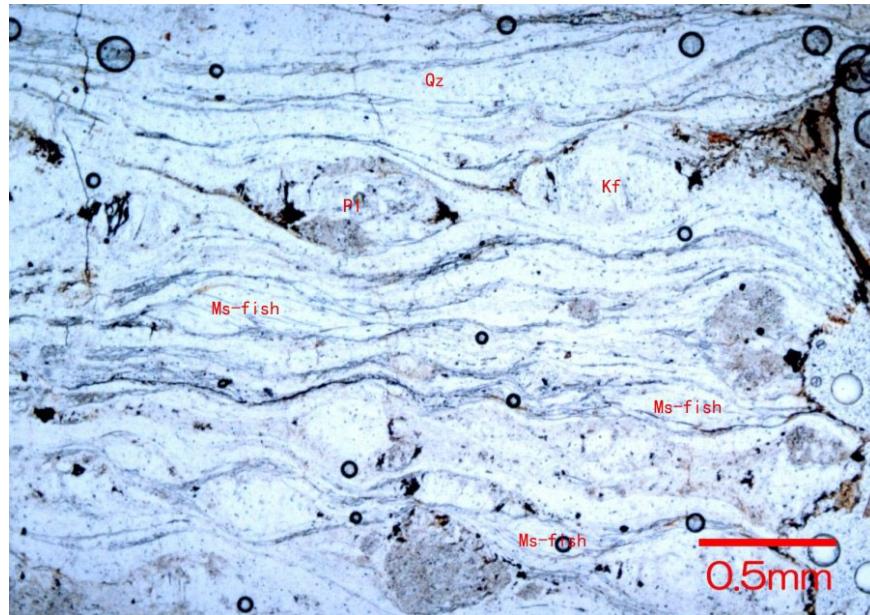
クロスポーラー

マイロナイト

源岩: 泥質片麻岩

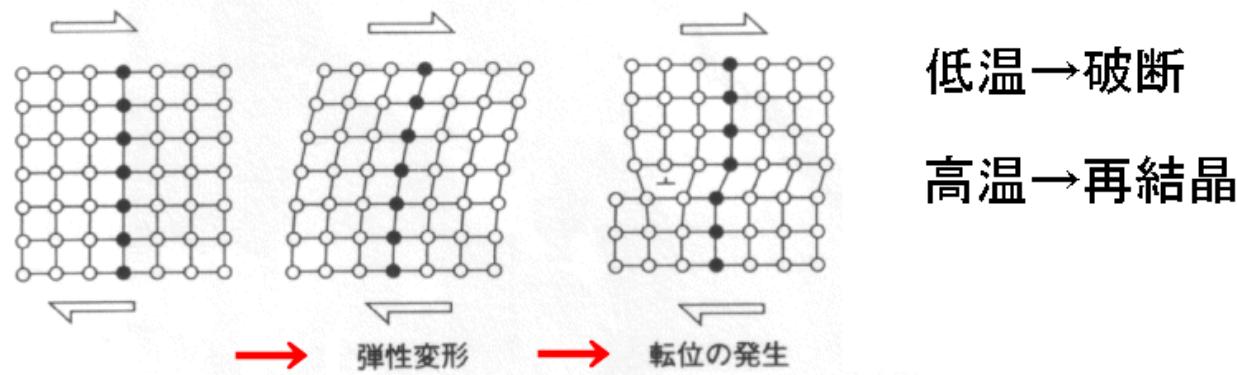
大鹿村鬼面山東稜

薄片の偏光顕微鏡画像 画像の長辺=3.6mm



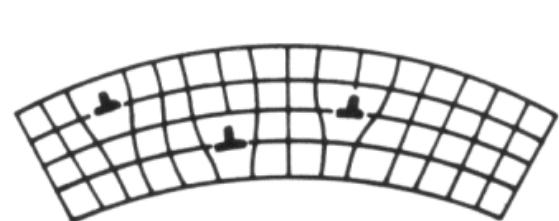
7-8, 動力変成作用

マイロナイトが壊れずに変形していくしくみ
結晶レベルで見る歪(ひずみ)の蓄積



Passchier, C. and Trouw, R (1996)

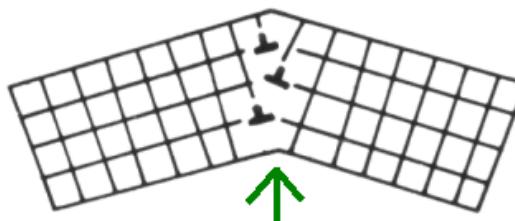
変成作用(再結晶)による歪の解消



Nicolas (1987)



回復



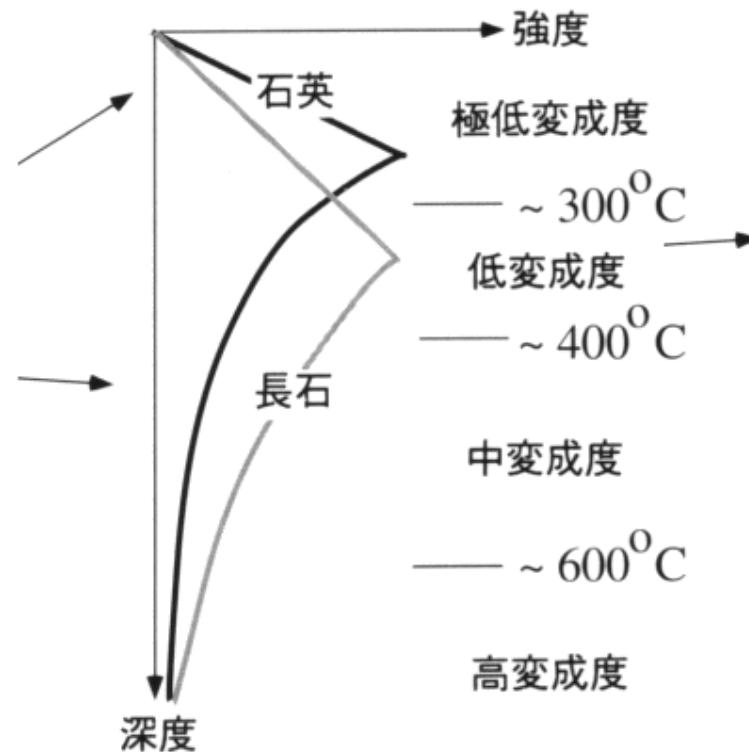
回復
亞粒界形成



7-9, ポーフィロクラスティック(斑状)マイロナイト



花崗岩



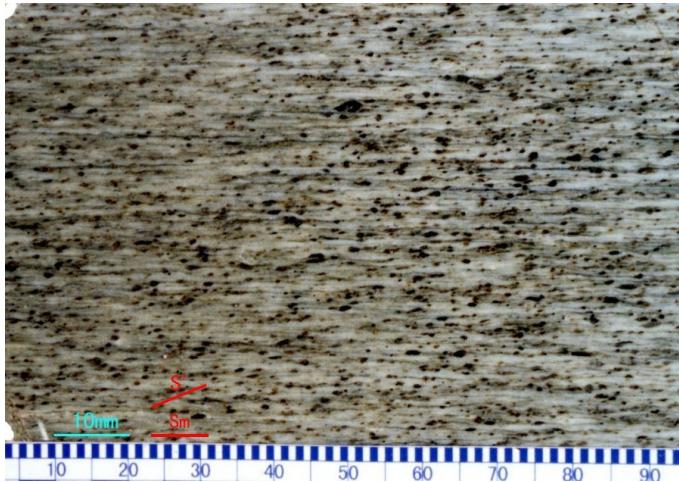
花崗岩源
マイロナイト

鉱物種ごとに再結晶し始める温度が異なる

350°C程度でマイロナイト化すると

石英・黒雲母→微細な結晶に再結晶し、細粒基質に
長石・角閃石→もとの花崗岩の大粒の結晶が残る

7-10,

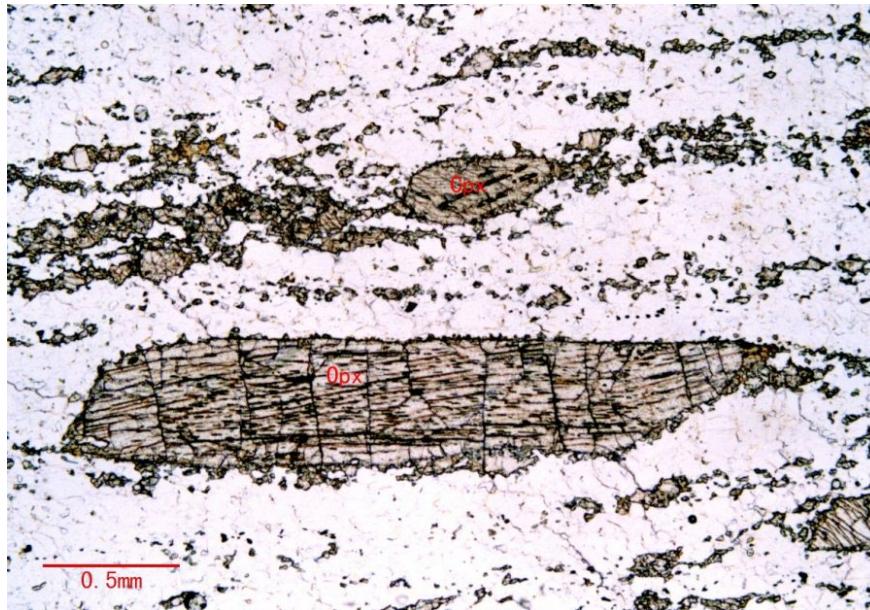


薄片の偏光顕微鏡画像

マイロナイト
源岩: はんれい岩

←日高山脈
パンケヌーシ川

画像の長辺=3.6mm



下方ポーラー



クロスポーラー

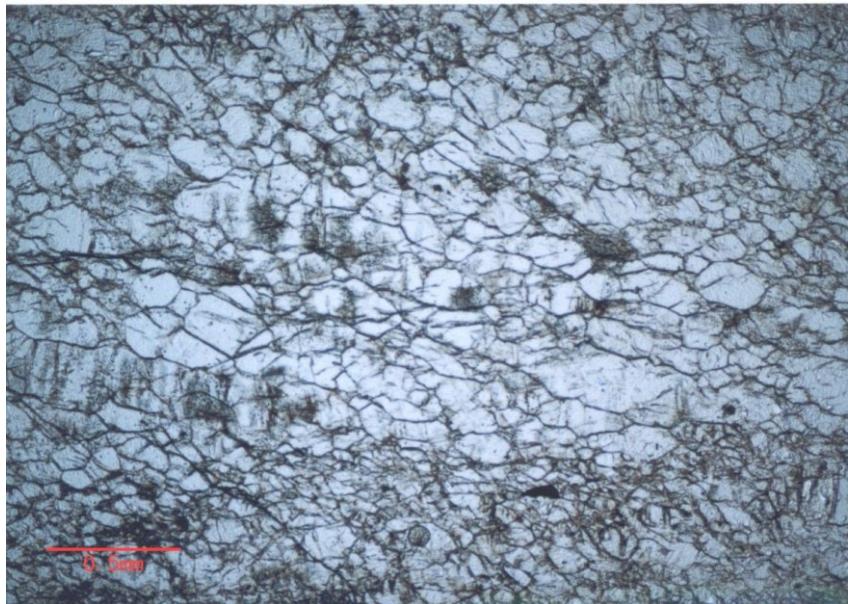
7-11,



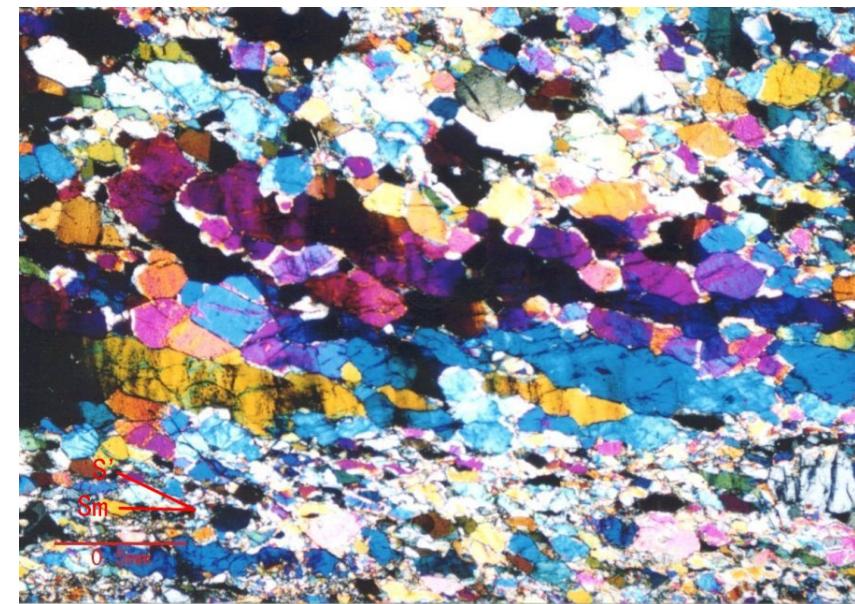
マイロナイト
源岩: かんらん岩

← 北海道様似町幌満

薄片の偏光顕微鏡画像 画像の長辺=3.6mm



下方ポーラー



クロスポーラー

7章3節

マイロナイト源力タクレーサイト

マイロナイトが上昇と削剥で浅部に
→断層の再活動で力タクレーサイトに

岩石全体では破碎されているが、
岩片内にマイロナイトの組織が残っている

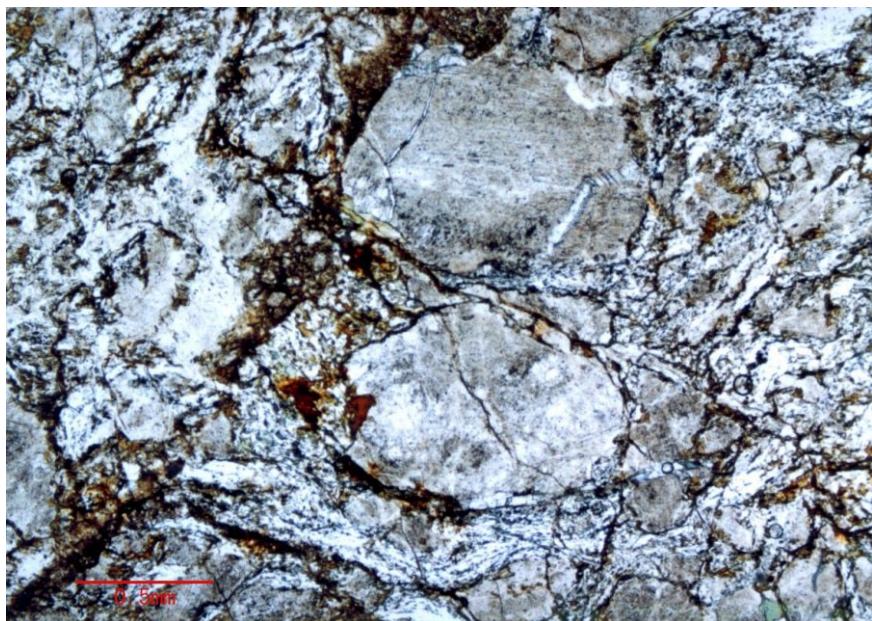
7-12,



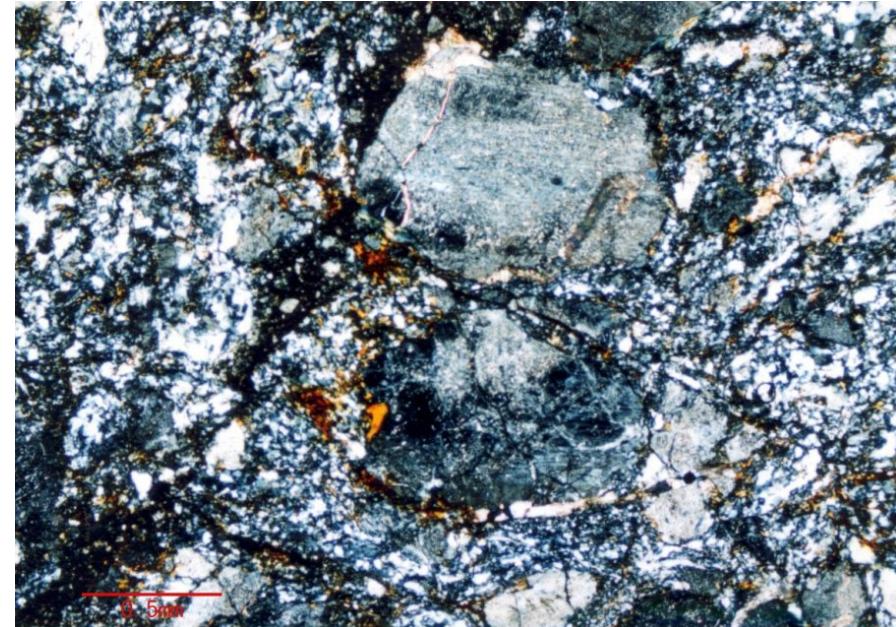
カタクレーサイト(破碎岩)
源岩:花崗岩源マイロナイト

←大鹿村鹿塩 高森山林道

薄片の偏光顕微鏡画像 画像の長辺=3.6mm



下方ポーラー



クロス po-ラー

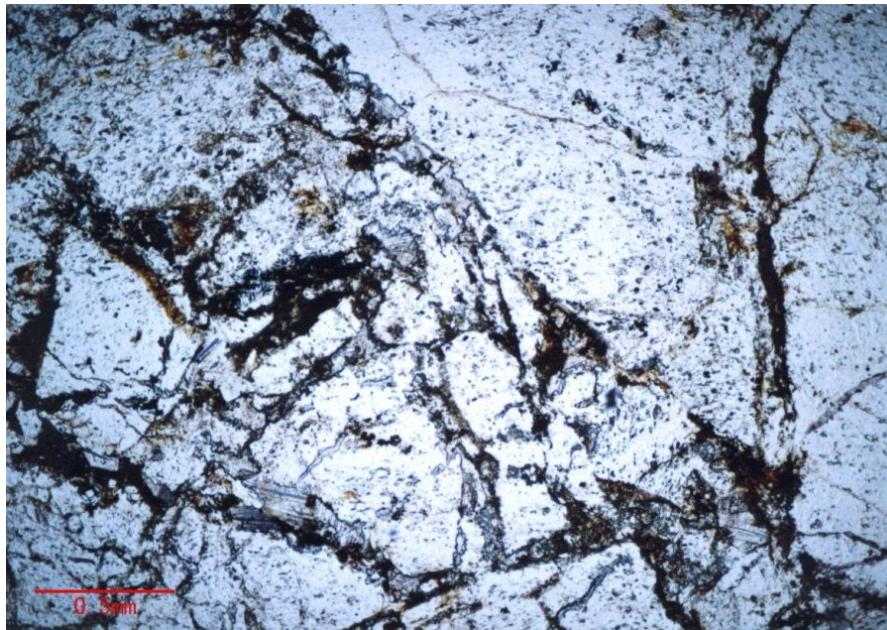
7-13,



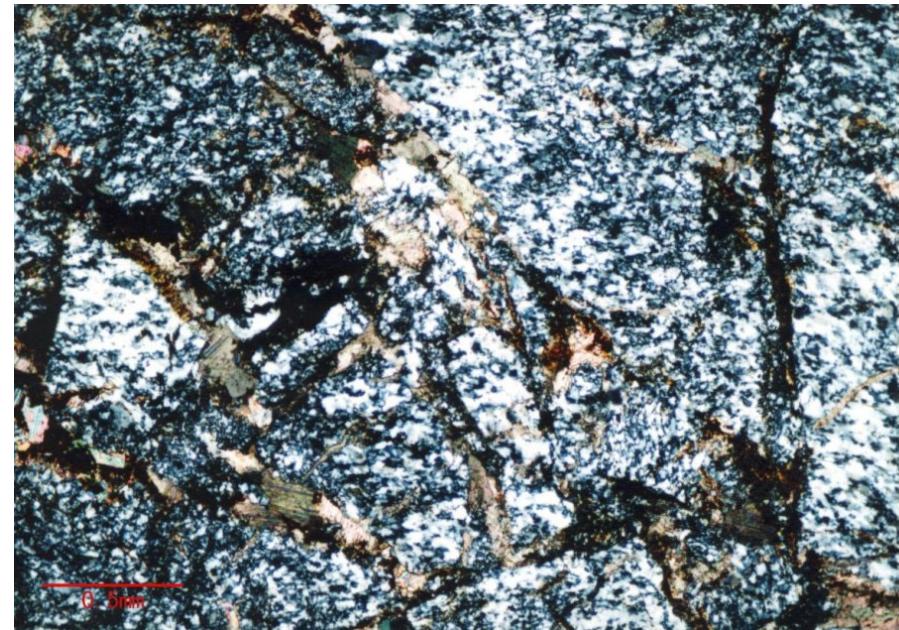
カタクレーサイト(破碎岩)
源岩: 珪質マイロナイト

←大鹿村鹿塩川転石

薄片の偏光顕微鏡画像 画像の長辺=3.6mm



下方ポーラー



クロスポーラー

7章4節

断層岩としての中央構造線露頭

古く深い変形に、新しく浅い変形が、
オーバーラップ

深部ほど断層帯の幅が広いため、
断層帯の縁辺に古いマイロナイトが
保存され、上昇削剥で露出している

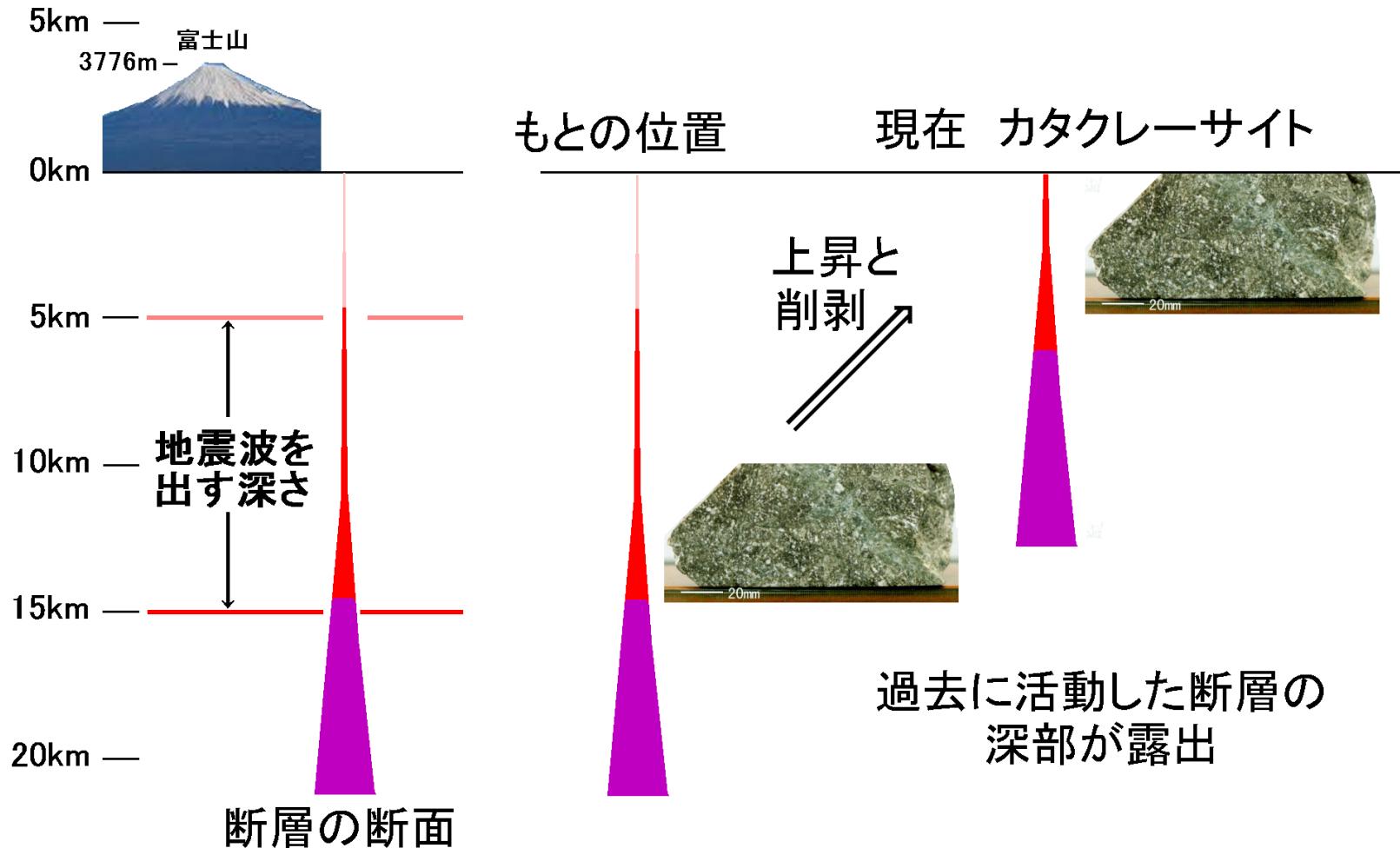
7-14, 破碎岩(深さおよそ5km～15km) が露出

大鹿村北川露頭



7-15, 上昇と削剥(さくはく)

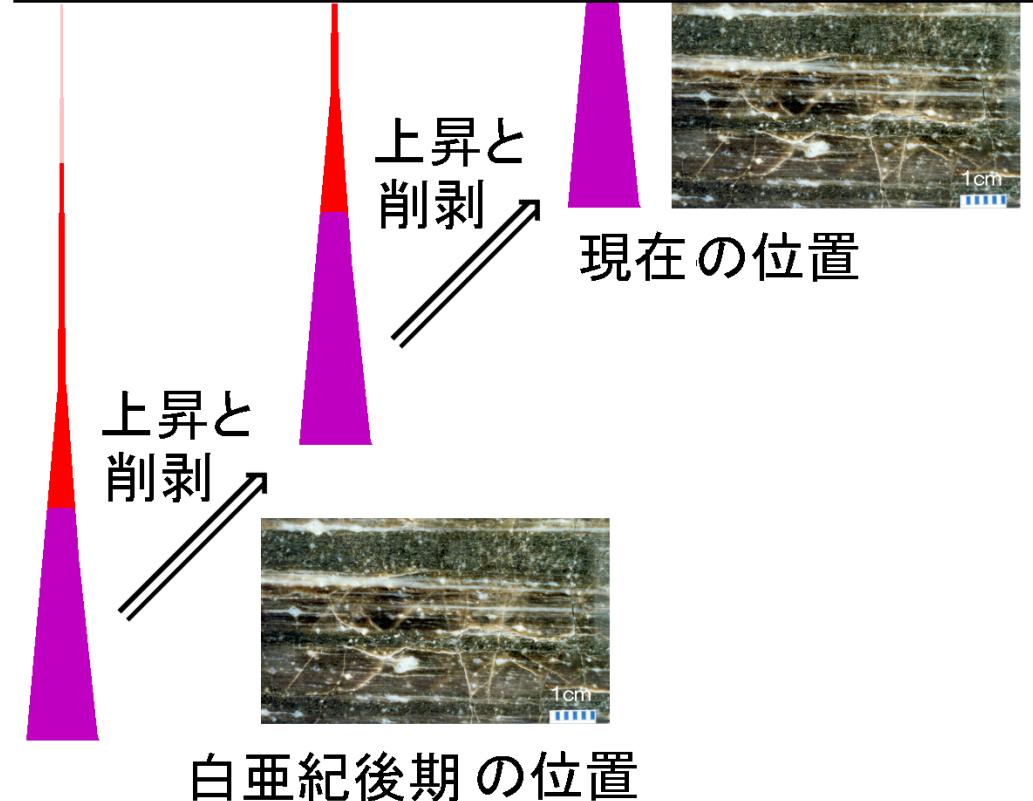
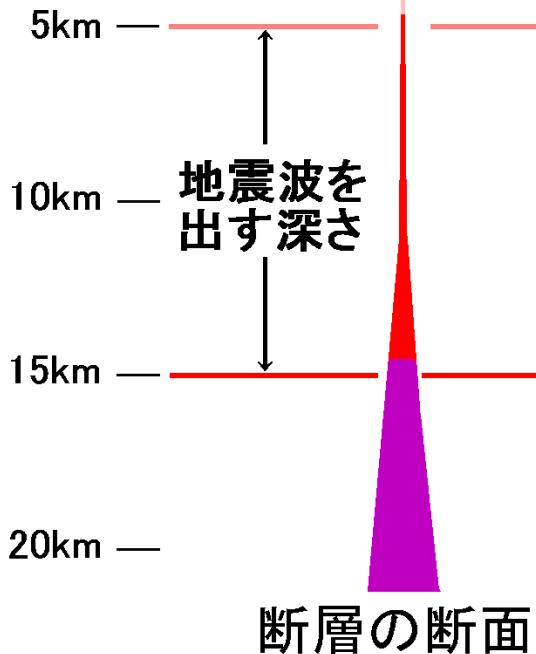
断層の深い部分が見えている理由



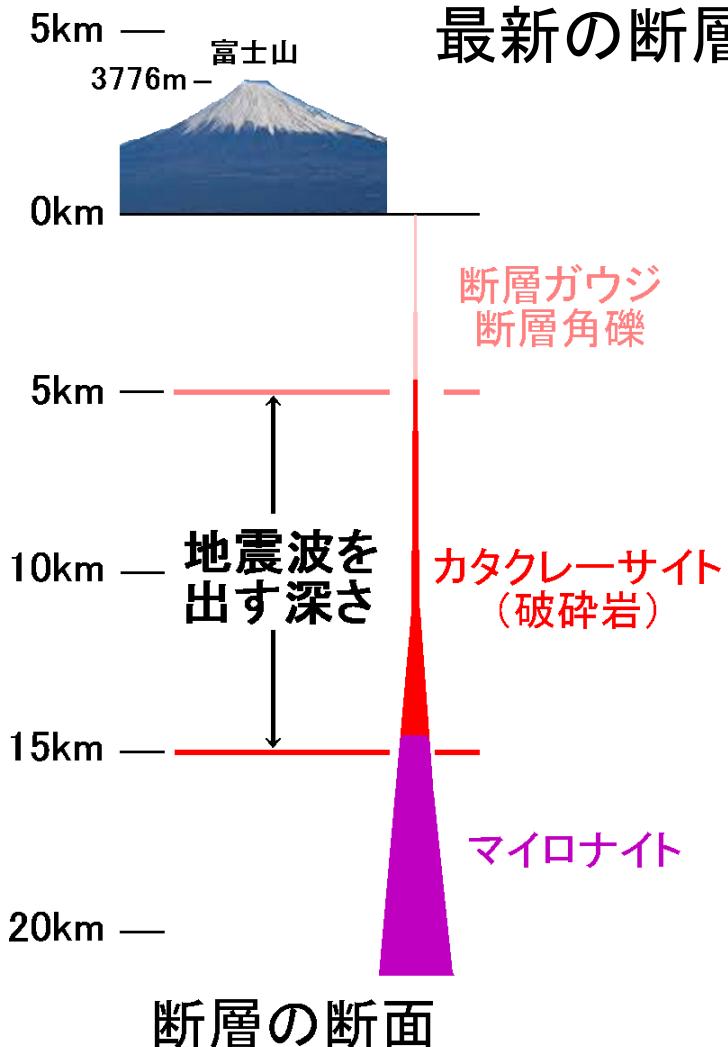
7-16, マイロナイトも露出

白亜紀後期の

”鹿塩(かしお)マイロナイト”



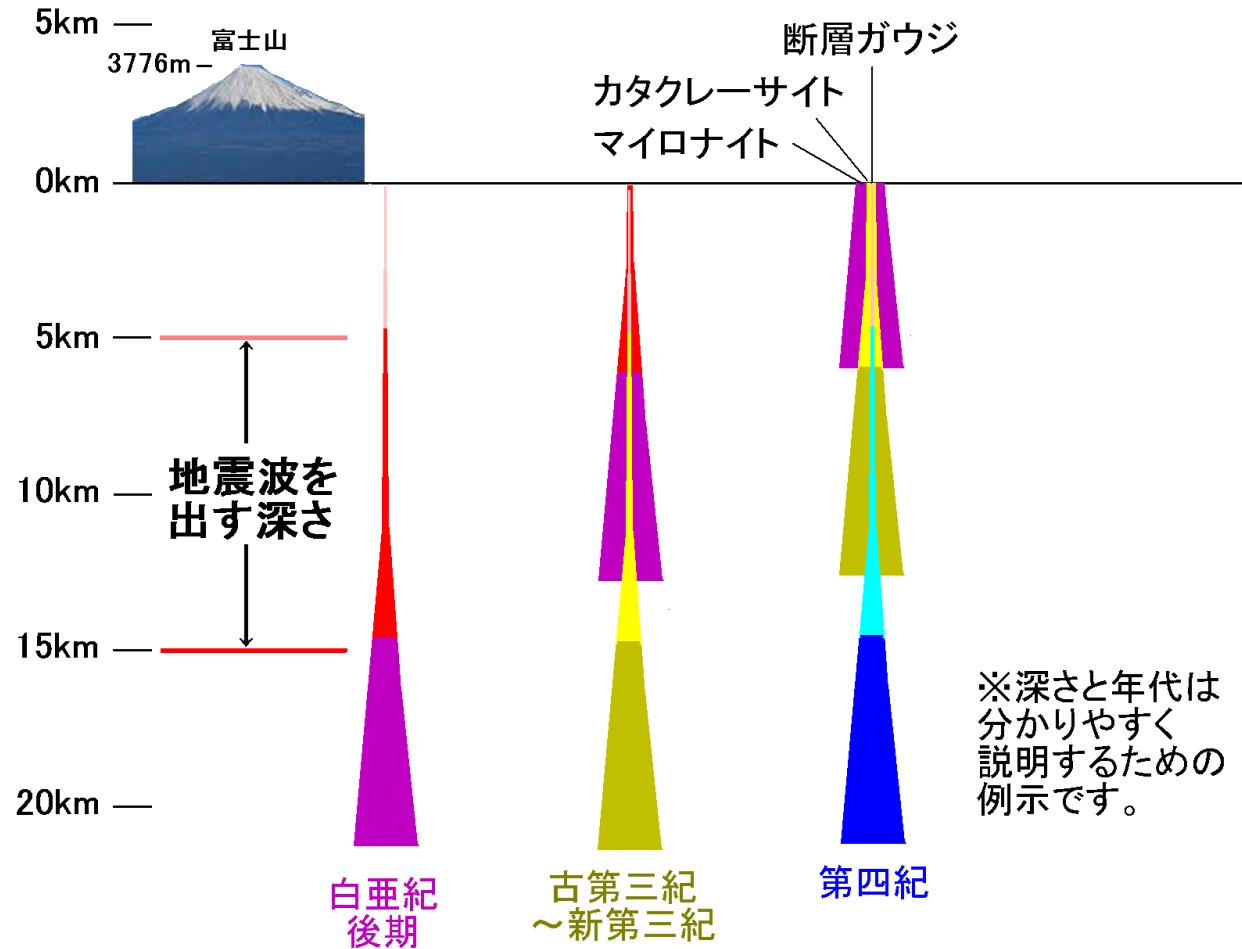
7-17, 古く深い変形に、新しい浅い変形が重複



7-18, 深い変形ほど断層帯の幅が広い

上昇削剥後に、浅い場所で幅狭く再変形

断層帯の中軸から離れるほど、古く深い変形が保存



7-19, 断層帯の中軸から離れるほど、古く深い変形が保存

- 11 ざくろ石堇青石泥質片麻岩
- 12 細粒片麻状黑雲母トーナル岩
- 13 マイロニティック角閃石“非持タイプ”トーナル岩

- 2 砂質堆積岩を原岩とする変成岩源カタクレーサイト

(低温のマイロナイト化の履歴がみられる)

- 3 ポーフィロクラスティック“鹿塩マイロナイト”源カタクレーサイト

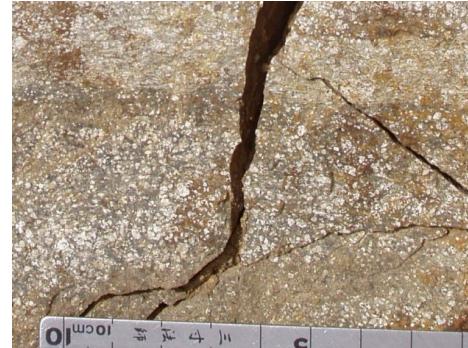
- 4 砂質堆積岩を原岩とする変成岩源カタクレーサイト



13トーナル岩



11片麻岩



6マイロナイト



3カタクレーサイト

8章、鹿塩マイロナイト

8章1節

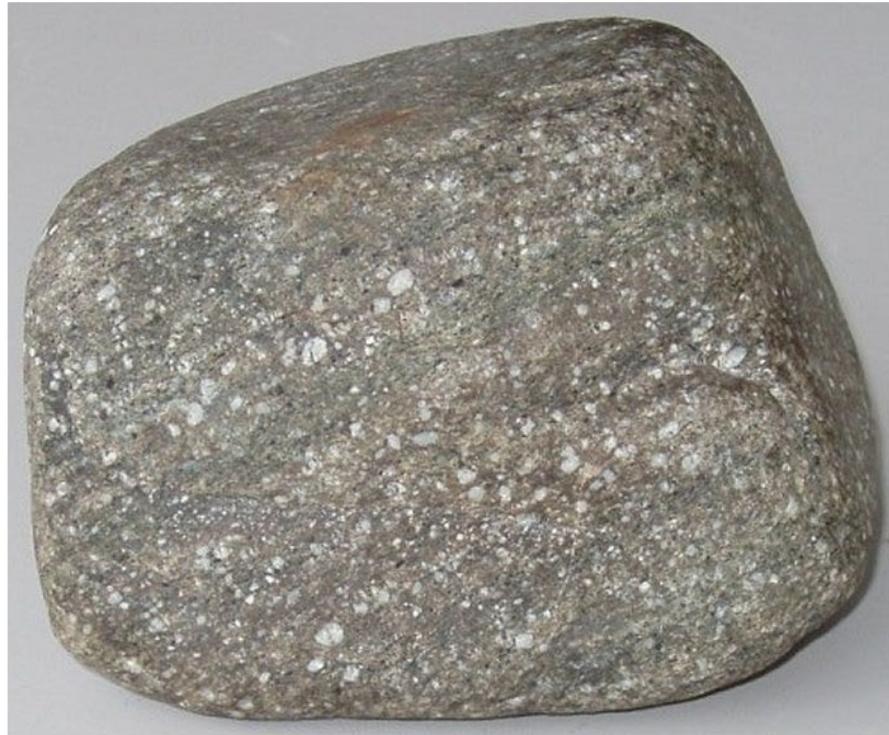
鹿塩マイロナイト

鹿塩時階

面構造と線構造

走向・傾斜とプランジ(ずれた向き)

8-1, 鹿塩(かしお)マイロナイト



0 5cm

縞状角閃石黒雲母トーナル岩(または花崗閃綠岩)源マイロナイト

領家変成帯の中央構造線沿いに見られる、
白亜紀後期に断層の深部で変形を受けた岩石

命名者

中央構造線 エドムント・ナウマン(1885)

三波川帯 小藤文次郎(1888)

領家帯 原田豊吉(1890)

鹿塩片麻岩 原田豊吉(1890)

当初は凝灰岩が源岩の变成岩と考えた

鹿塩マイロナイト 杉 健一(1935)

この岩石が、断層岩類(断層で変形した岩石)の一種のマイロナイトだと考えた。

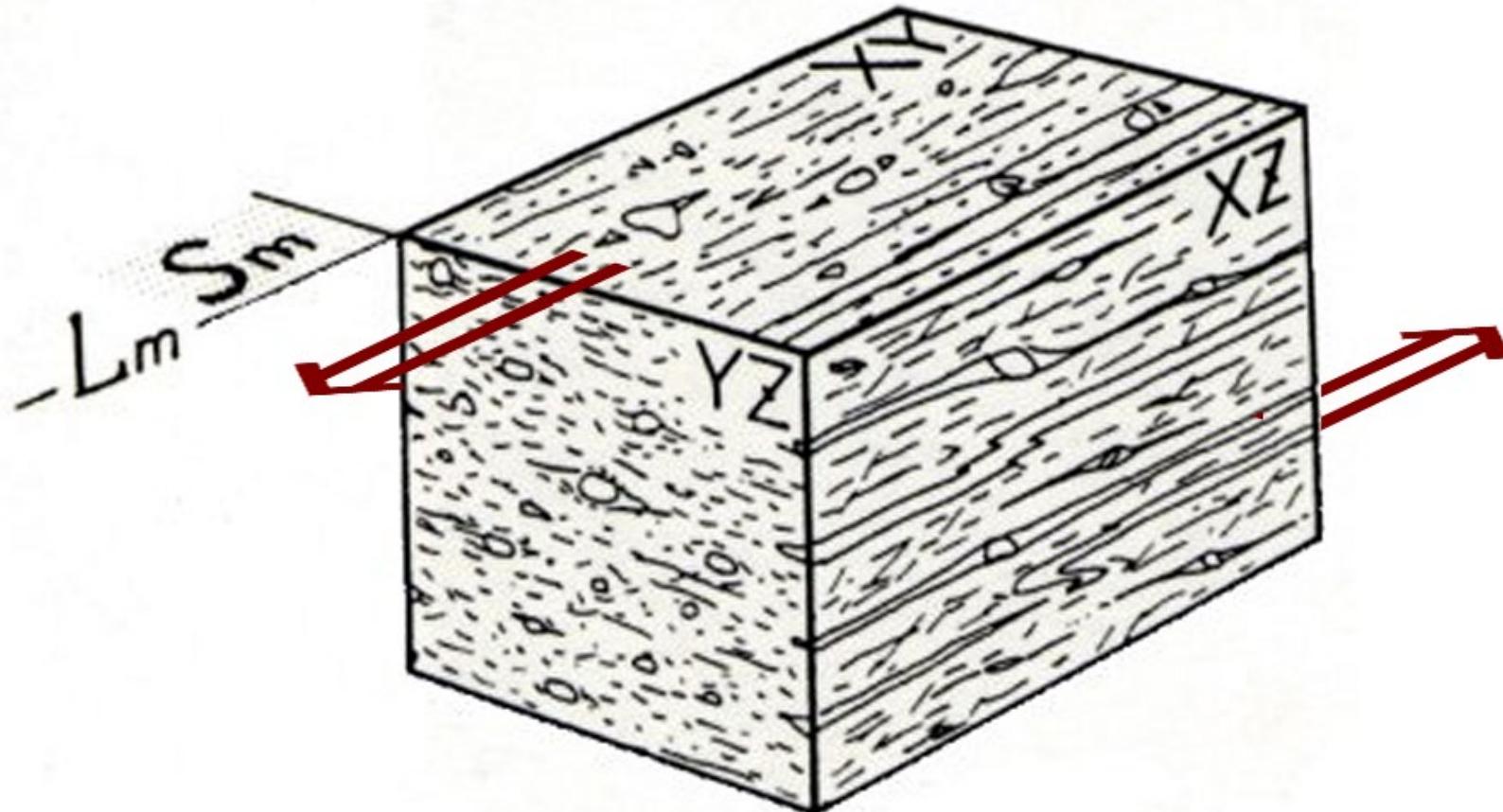
鹿塩時階(じかい) 小林貞一(1941)

鹿塩マイロナイトを造った断層運動を、中央構造線の最初の活動と考え、その活動期を「鹿塩時階」と名付けた。



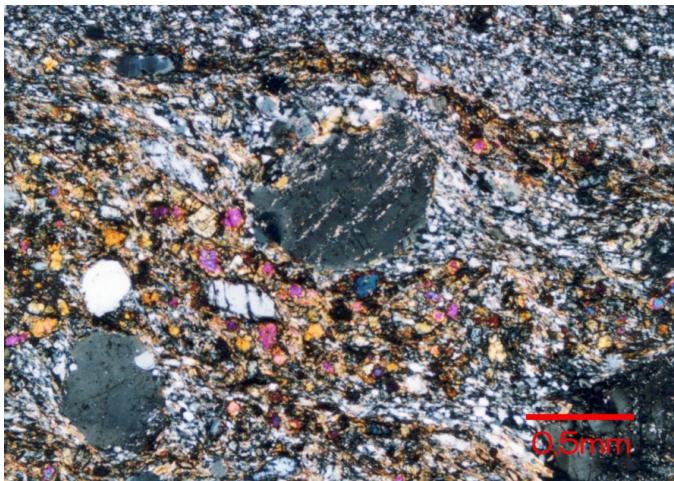
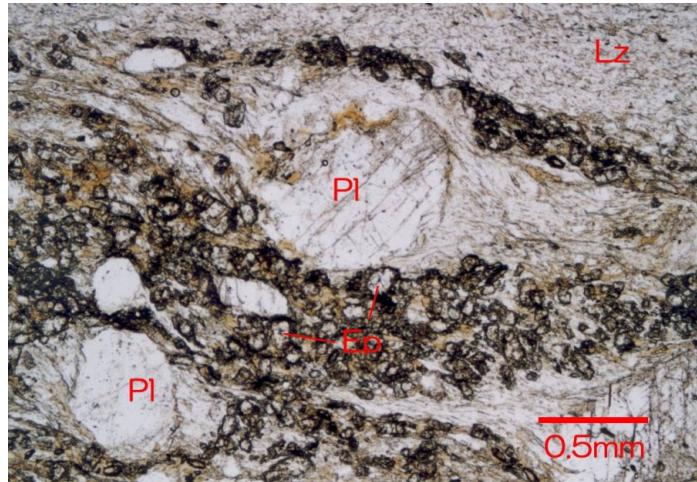
原田豊吉

8-2, マイロナイトから読み取れる、断層のずれ方面構造Smと線構造Lm



マイロナイトの面構造と線構造(高木1998)

XZ面で読み取れる、ずれの向き 画像はすべて左ずれ
プレッシャーシャドウの伸び

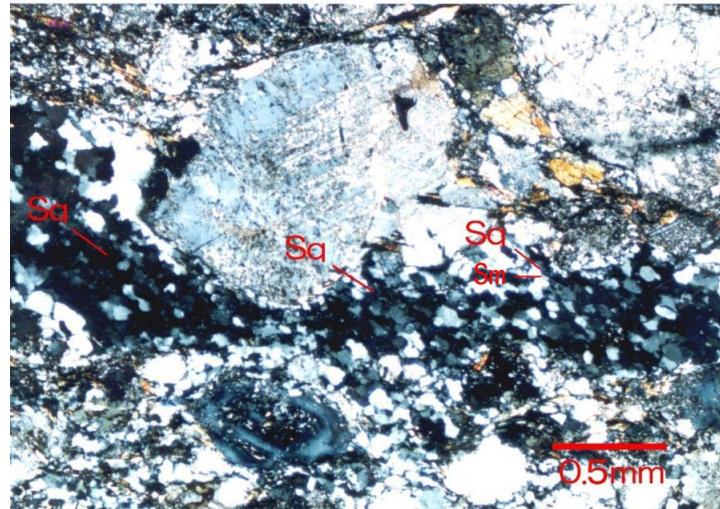
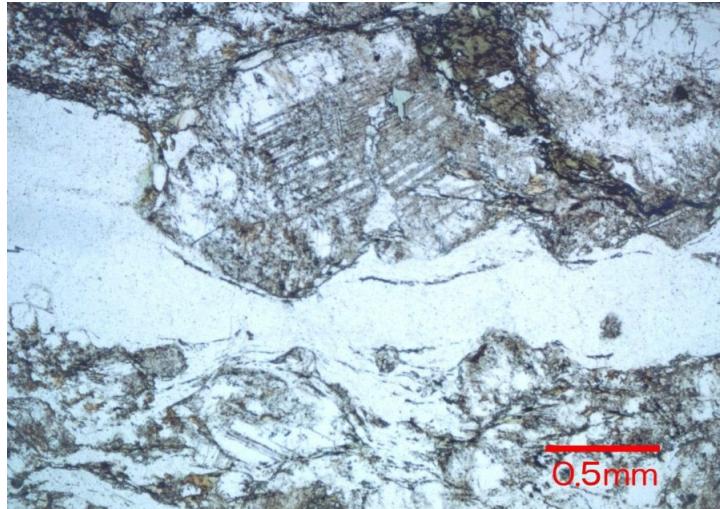


ポーフィロクラストの回転

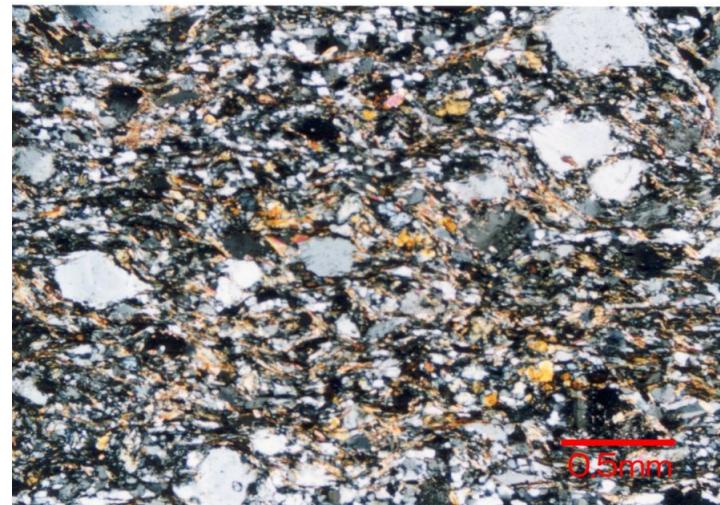
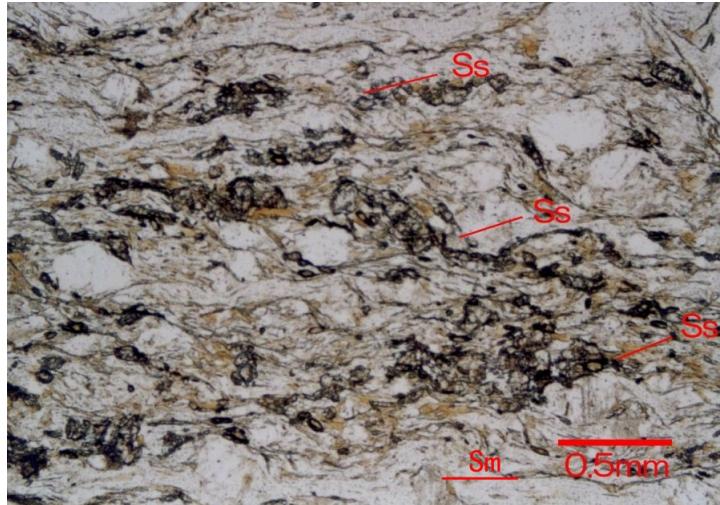


下方ポーラー 画像の長辺3.6mm クロスポーラー

再結晶石英の将棋倒し



小剪断面の角度



下方ポーラー

画像の長辺3.6mm

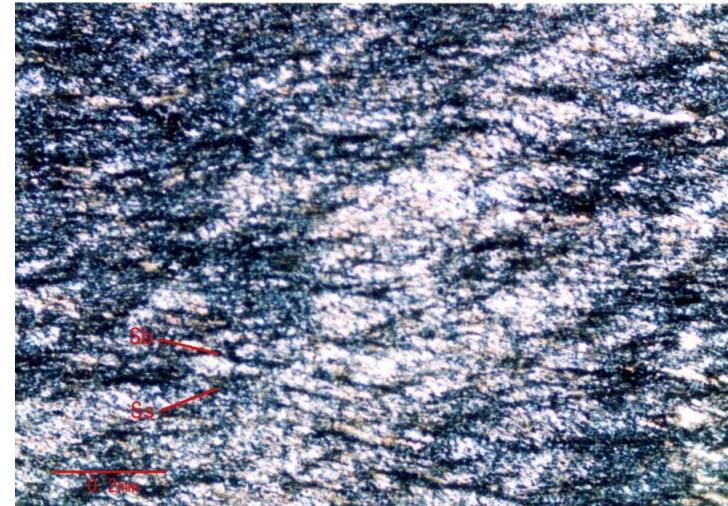
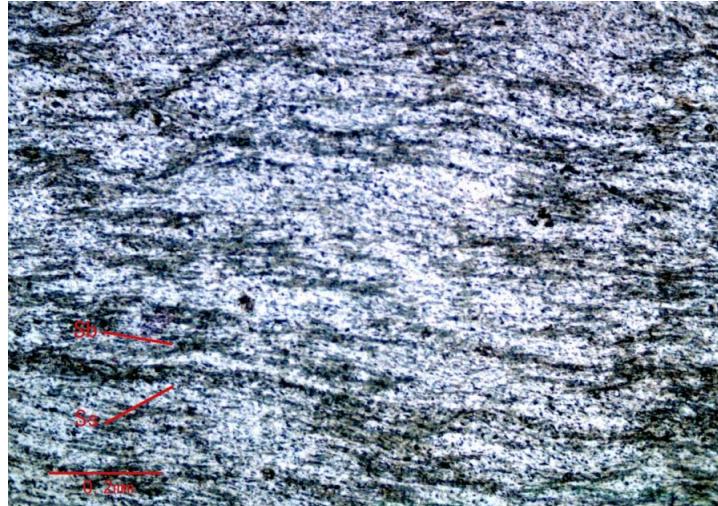
クロスポーラー



泥質変成岩源マイロナイト

大鹿村鹿塩川支流小峠沢
領家変成帯 地質境界から200m

小剪断面の角度から左ずれを読み取れる



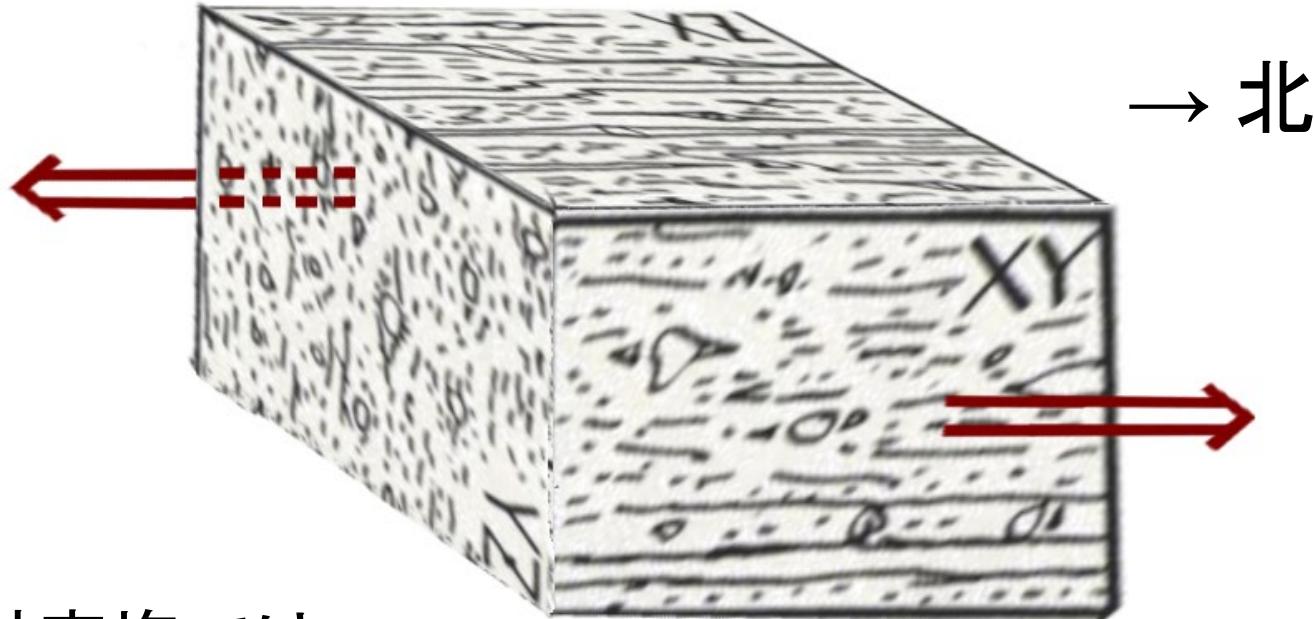
下方ポーラー

画像の長辺1.44mm

クロスポーラー

8-3, 鹿塩マイロナイトに記録された 白亜紀後期の断層運動

じっさいの露頭での向き 左横ずれ

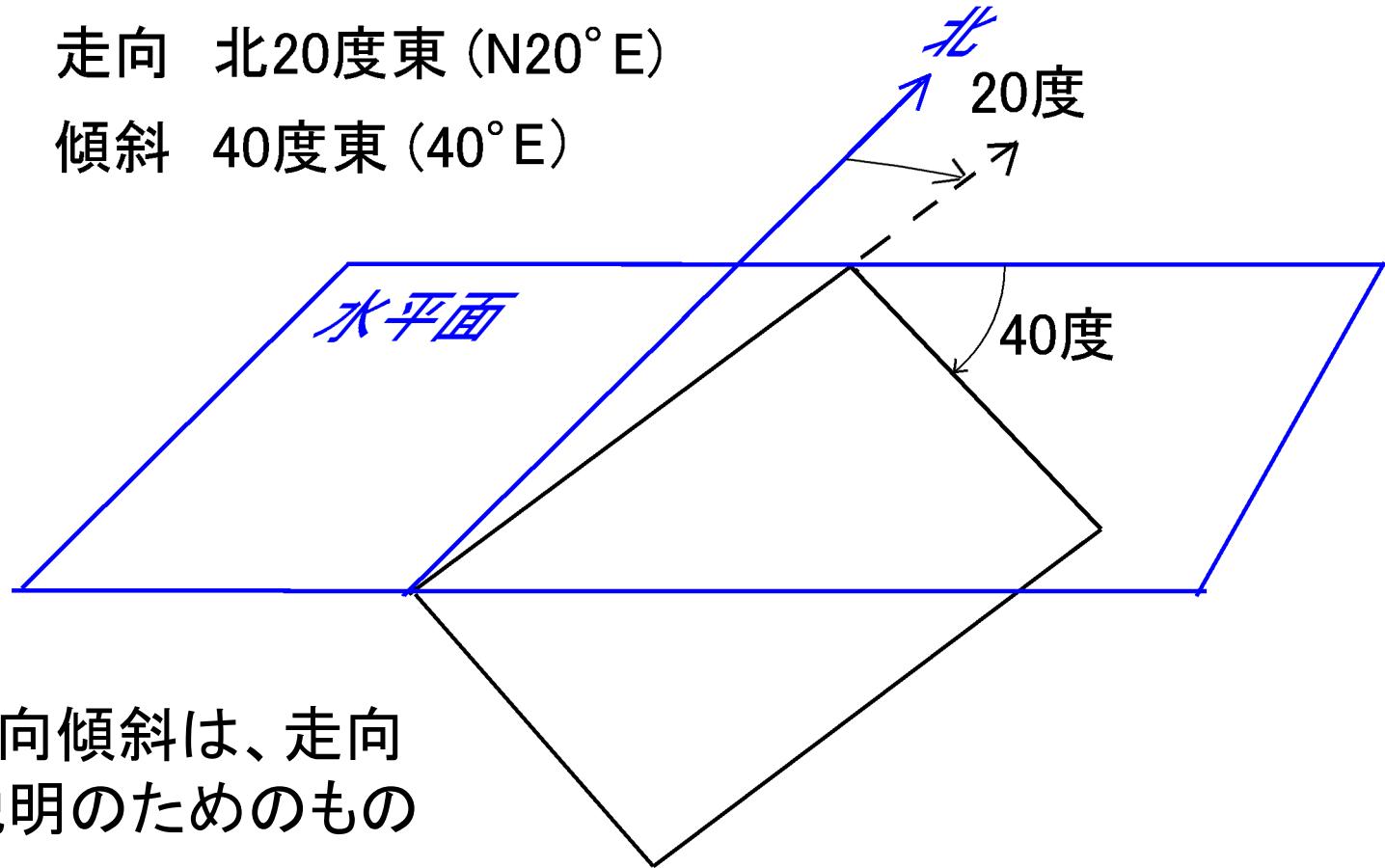


大鹿村鹿塩では、
走向: ほぼ南北、傾斜: ほぼ垂直、
プランジ(断層のすべりの方向): ほぼ水平

8-4, 走向 傾斜

走向 北20度東 (N20° E)

傾斜 40度東 (40° E)



※この走向傾斜は、走向傾斜の説明のためのもの

大鹿地域の鹿塩マイロナイトの走向傾斜は、おおむねN10E,80E

8章2節

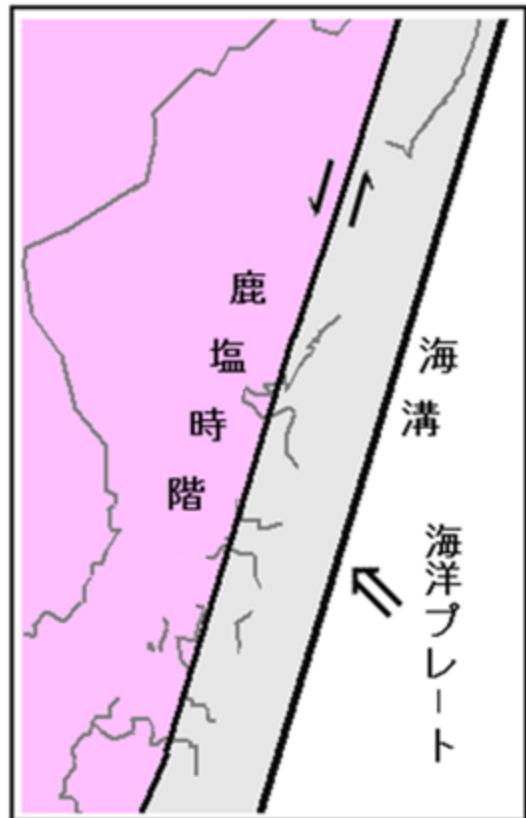
鹿塩マイロナイトに記録された
白亜紀後期の海溝に平行な左横ずれ断層

海洋プレートの海溝に斜交する沈み込み
前弧の引きずり
火山フロント付近に大規模横ずれ断層

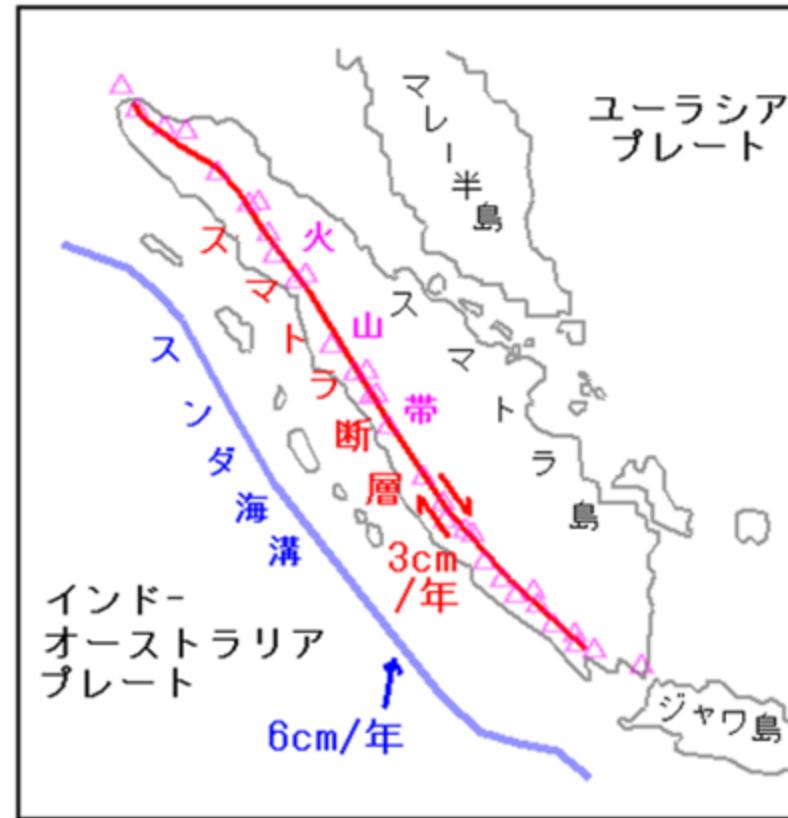
現在のスマトラ-サガイン断層

8-5, 鹿塩時階(じかい)の活動期

海洋プレートの、海溝に斜交する沈み込みに引きずられ、大陸の火山フロント付近に生じた大規模な左横ずれ断層

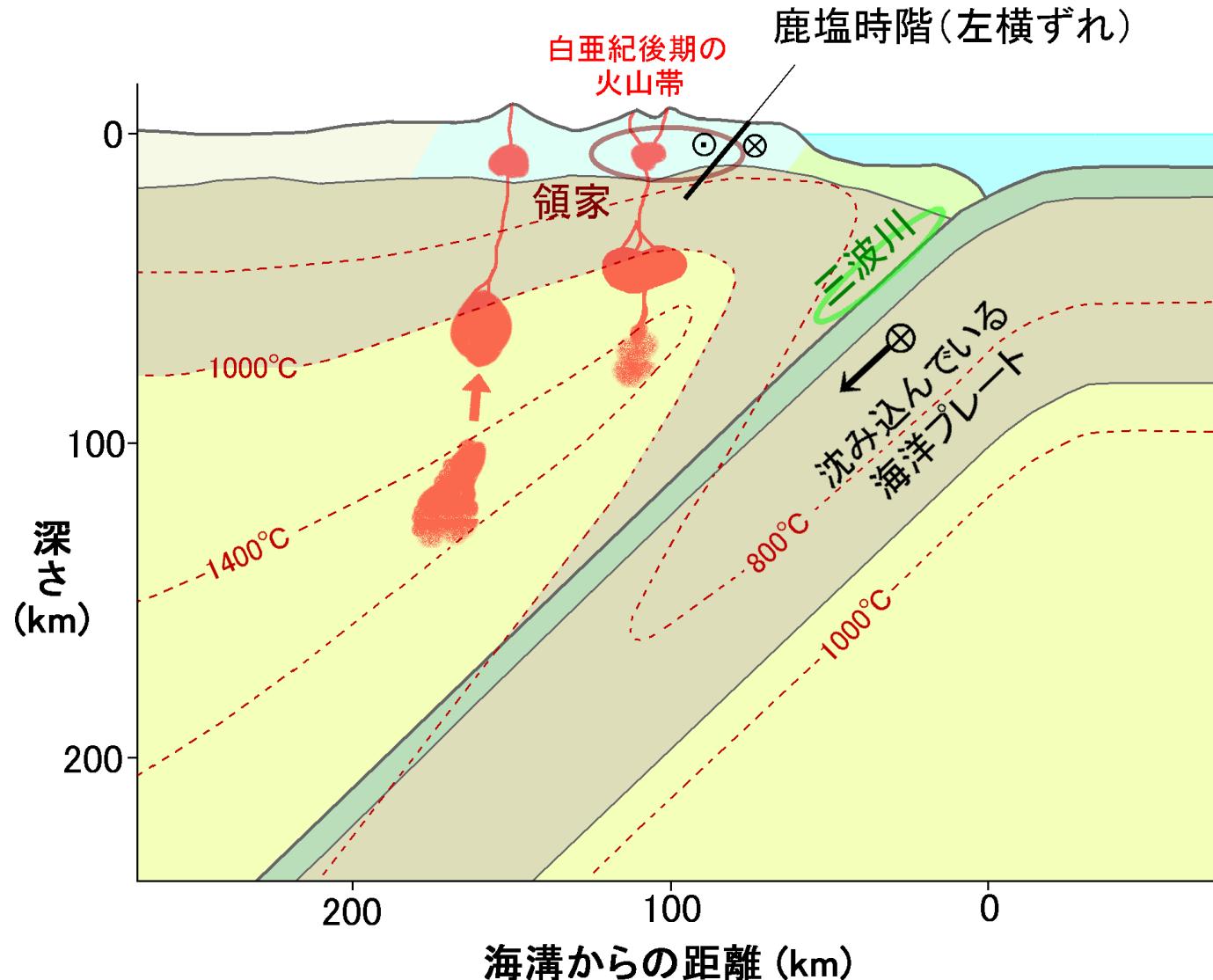


白亜紀後期の東アジア

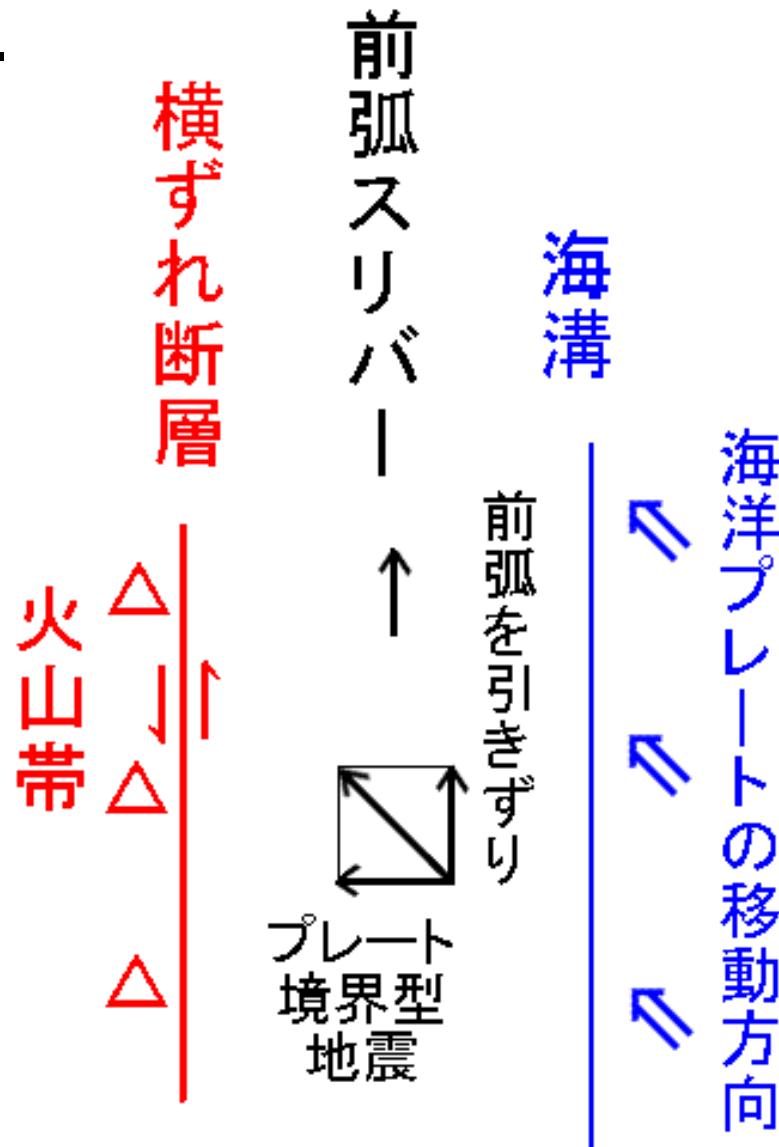


現在のスマトラ島

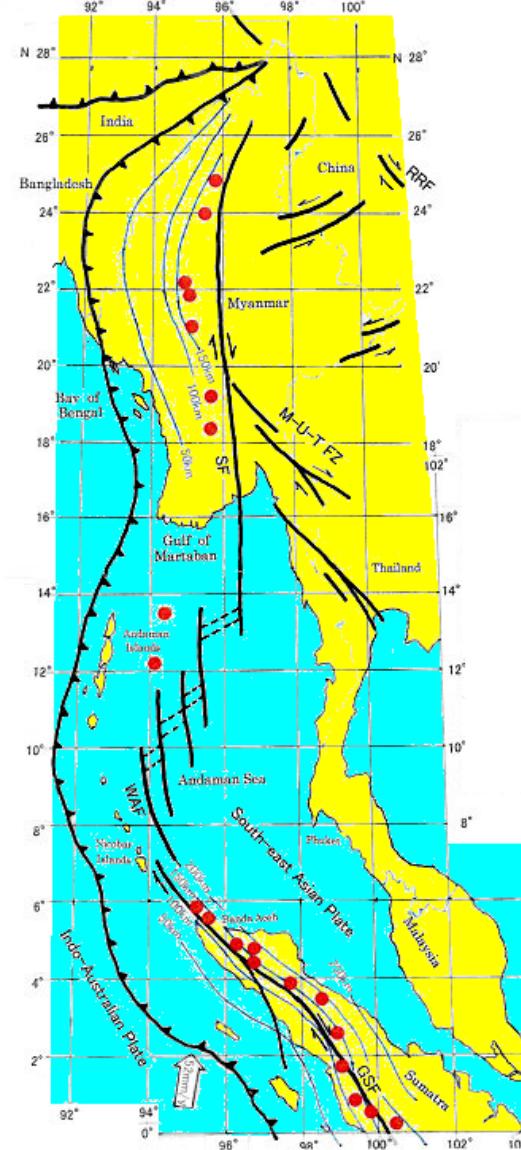
8-6, 火山帯の地下では、冷たく固い地殻が薄い
→火山フロント付近に前弧を引きずる断層



8-7, 前弧スリバー

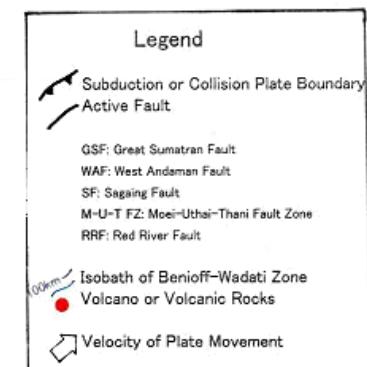


8-8, サガイン-スマトラ断層



サガイン ースマトラ断層

北緯 12 度より南の部分の地質構造は Sieh, K and Natawidjaja, D.:2000, Neotectonics of the Sumatran fault, Indonesia, Journal of Geophysical Res. Vol 105 pp28, 295-28, 326, Dec. による。北緯 12 度以上に関しては、 K. Sieh 他、Earthquake Geology などに示される断層を参考にし図-1 の ミャンマーの地震構造を含め大矢がコンパイルしたもの。



8-9, 白亜紀後期の大規模断層の底が、上昇削剥で露出



9章、和泉層群

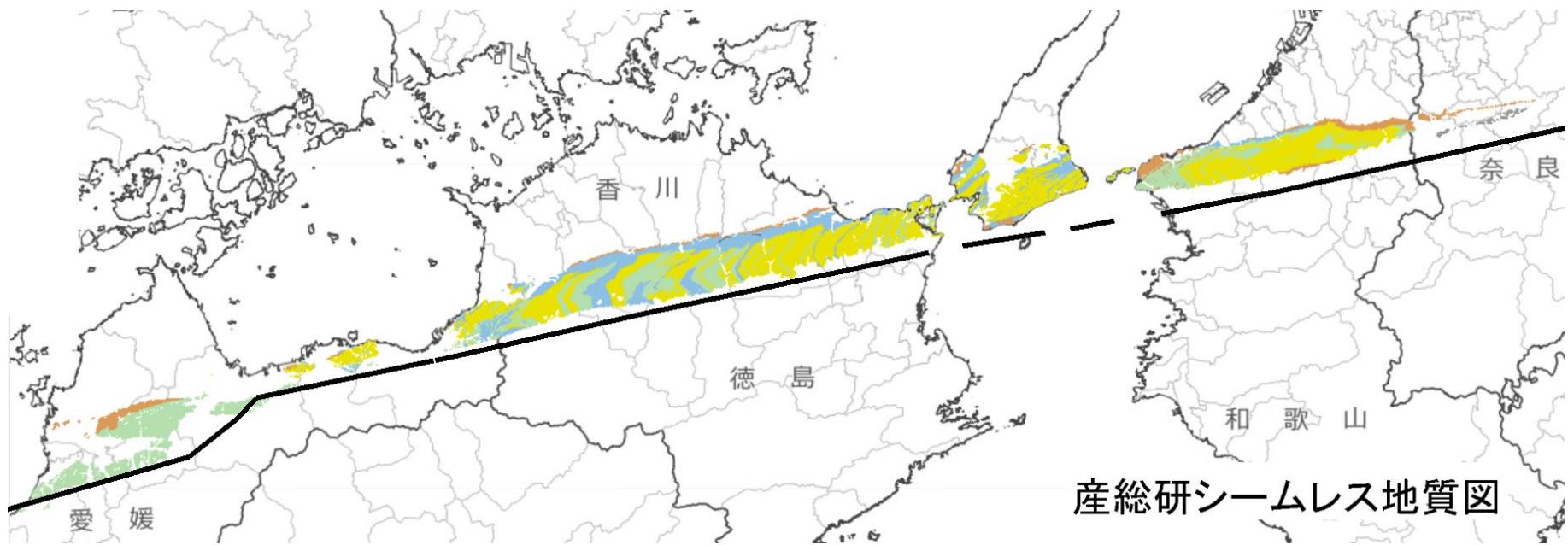
9章1節

内帯の中央構造線沿いに分布する
白亜紀後期の砂岩泥岩互層

鹿塩

9-1, 和泉層群

愛媛県～三重県(一部)の中央構造線に沿って、内帯側に分布する、白亜紀の海成層



愛媛県～奈良県では、
三波川変成帯に接するのは和泉層群

和泉層群



愛媛県伊予市高野川



和歌山市住吉崎

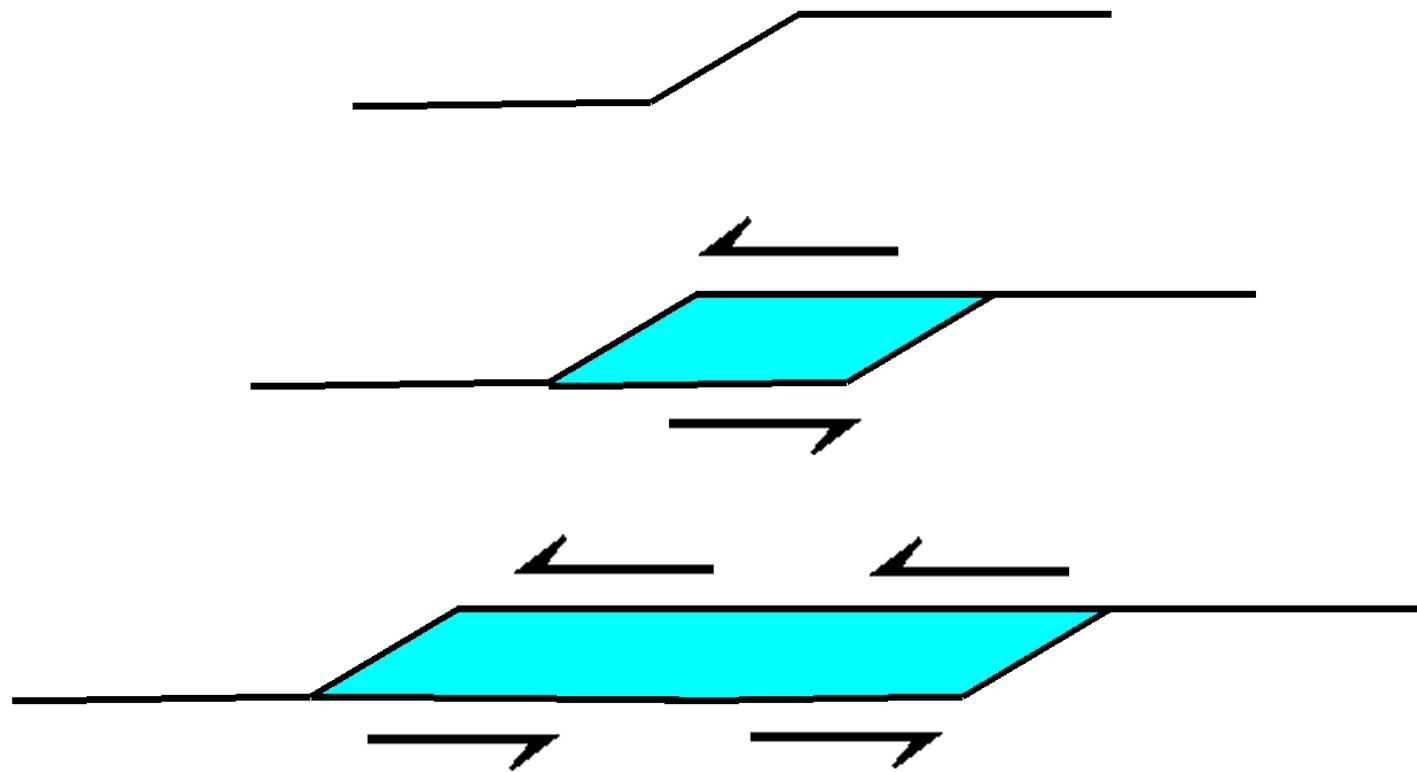
9章2節

白亜紀後期の左横ずれ断層(鹿塩時階)による
プルアパート盆地(横ずれ開裂盆地)

大阪府の露頭では流紋岩を覆って堆積
流紋岩は花崗岩質マグマが地表に噴出した火山岩

和泉層群堆積時には、
領家変成帯(領家変成岩と領家古期花崗岩)は、
まだ地表には露出していなかった?

9-2, 堆積構造から、左横ずれ断層によるプルア
パート盆地(横ずれ開裂盆地)と考えられている



9-3, 泉南流紋岩の浸食面上に堆積した 和泉層群れき層



奥水間靈園

ここでは、和泉層群堆積時に、まだ花崗岩
(マイロナイト)は地表に露出していなかった

10章、三波川変成帯の上昇と 失われた領家変成帯の東縁

10章1節

三波川変成帯(御荷鉢緑色岩体を除く)
の源岩は白亜紀付加体

三波川変成帯が領家変成帯の東縁を
切って上昇した時期(地質境界になった
時期)と背景の地殻変動は未解決

10-1, 中央構造線は地質の境界



領家変成帯

高温低圧型変成岩
と花崗岩

(この露頭はほとんど花崗岩)
深さ15km 温度600~700°C

三波川変成帯

低温高压型変成岩
深さ30km 温度300~400°C

注:深さと温度はめやすで幅広い
変成岩の年代は変成年代

領家変成帯

燧並駆成帯

並母駆成帯

源並入陣の駆成帯

並母駆成帯

三波川変成帯

伊那市長谷、溝口露頭

10-2, 三波川变成岩の源岩は付加体



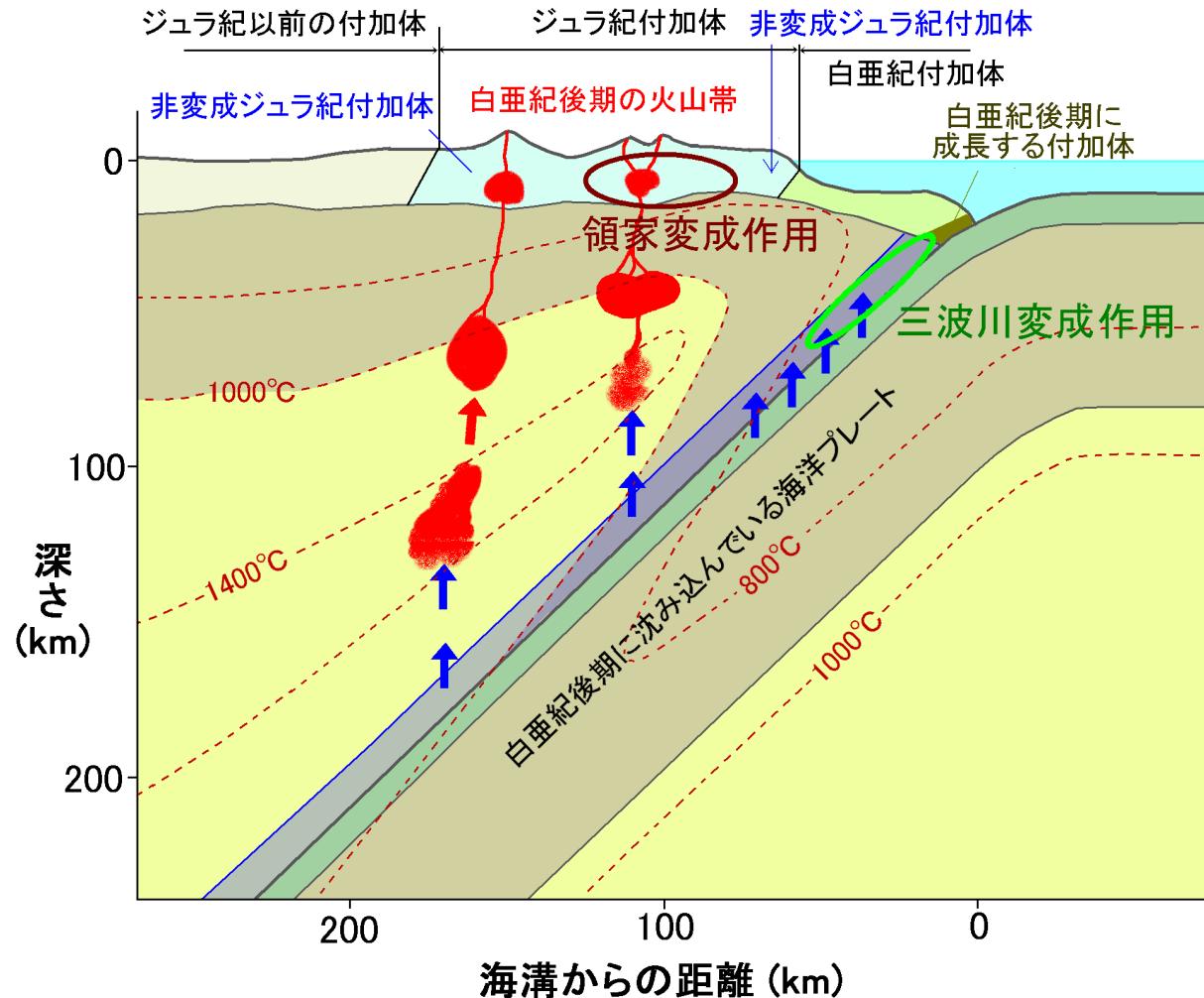
緑色片岩(苦鉄質片岩) 源岩:海洋地殼の玄武岩



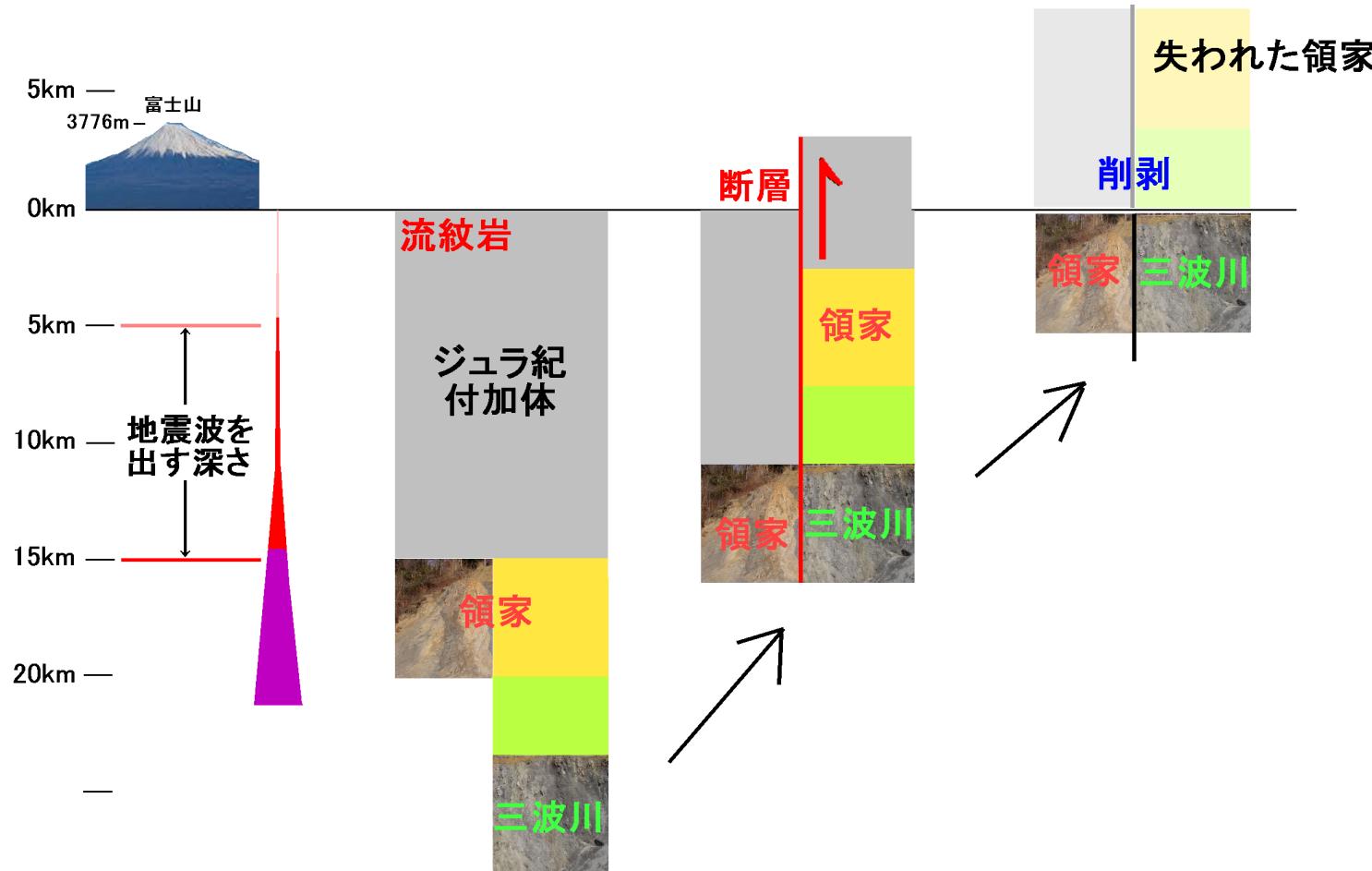
綠色片岩(苦鉄質片岩)愛知県新城市桜淵豊川河床



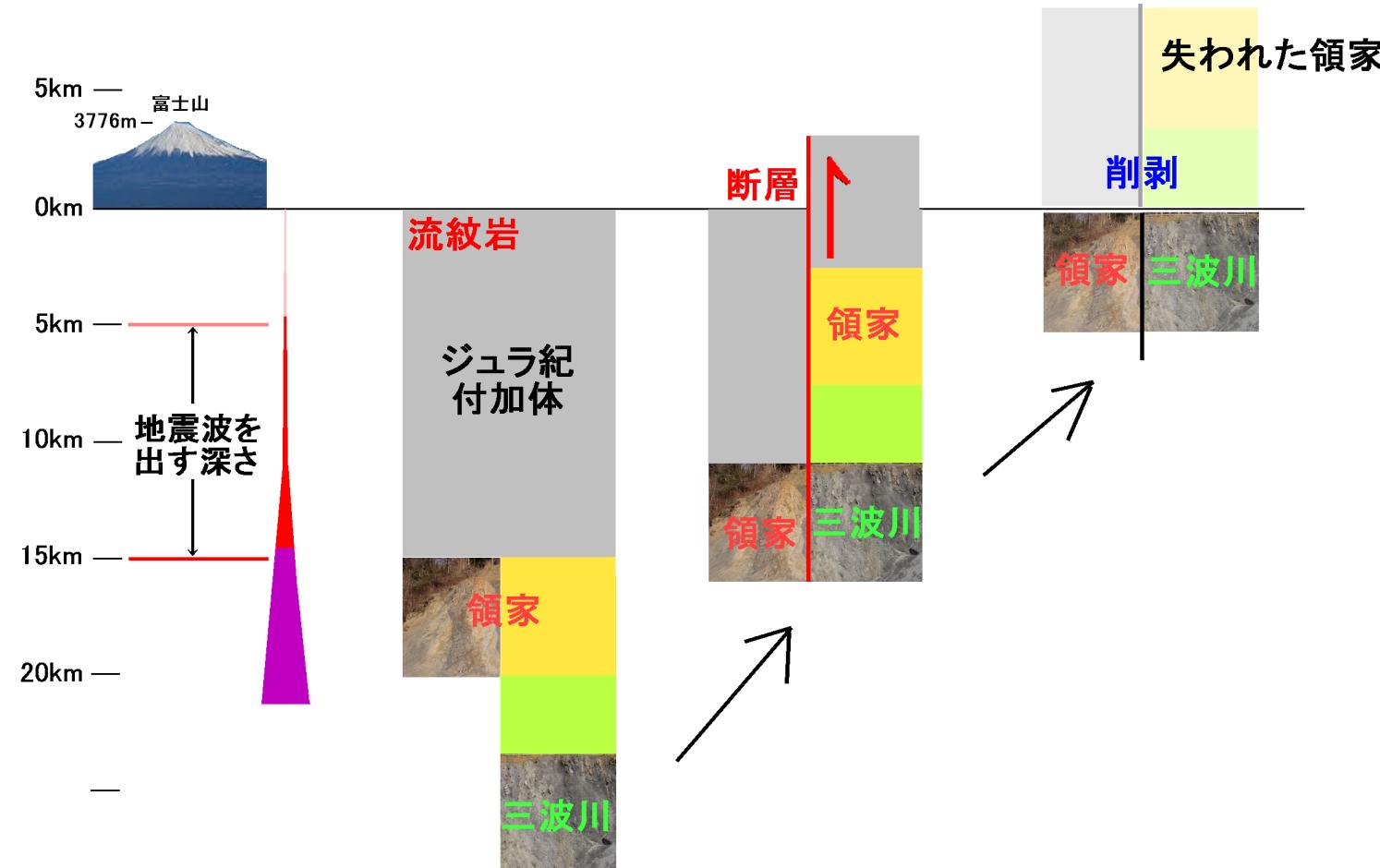
10-3, 砂質片岩のジルコン粒子の年代から、三波川変成帯の源岩が、白亜紀付加体だと判明



10-4, 三波川変成帯が領家変成帯と接するには、領家変成帯を切り、秩父帯との間に上昇する必要

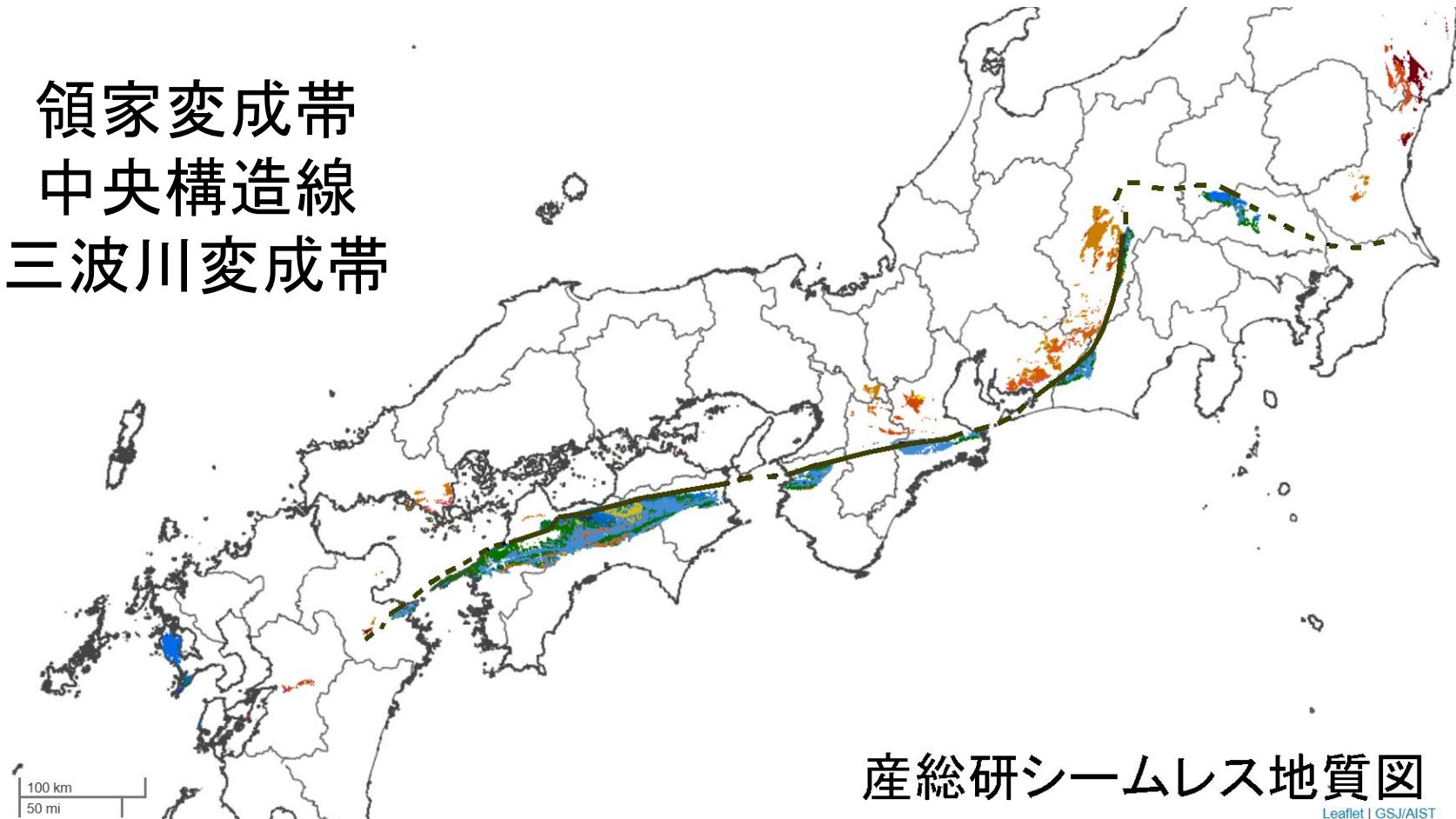


領家變成帯の外縁は、マイロナイトを含め上昇削剥で失われたと。考えられる。



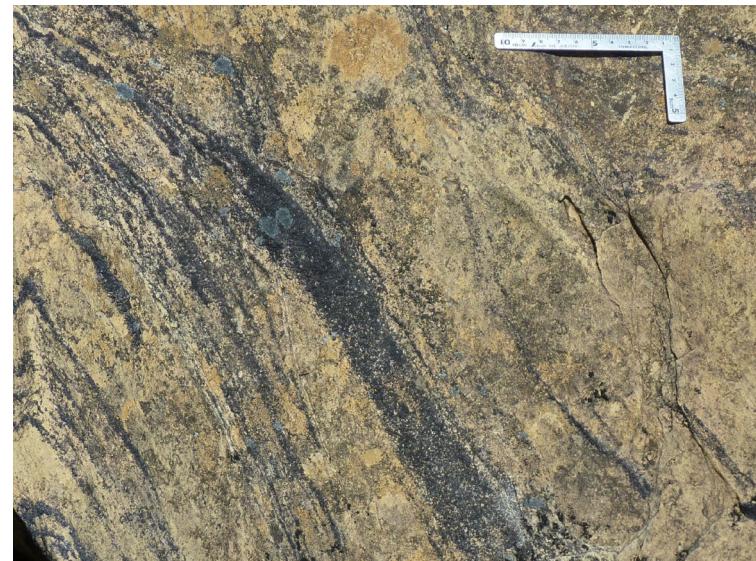
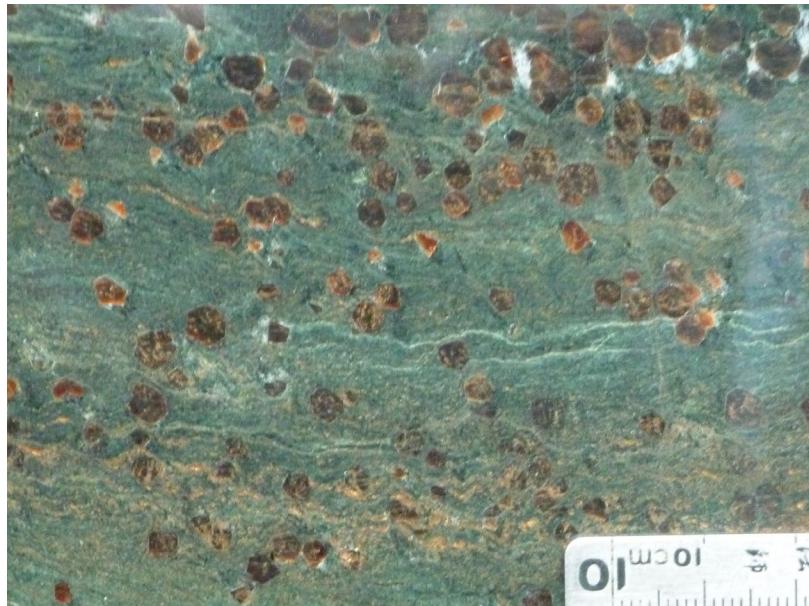
10-5, 領家変成帯と三波川変成帯が、
いつ、どのように接したのかは未解決

領家変成帯
中央構造線
三波川変成帯



10-6, 三波川変成岩の地下の道筋をたどる

四国で超高压変成岩のエクロジャイトが発見。深さ60km以上引きずりこまれて変成、そこから上昇削剥で露出。東赤石山のかんらん岩は、大陸プレートのマントルを取り込んだものらしい。



10-7, 課題

領家変成帯 上昇史

三波川変成帯 上昇史

沈み込んでいた海洋プレートの変遷
(とりわけ中央海嶺の沈み込み)

諸説提起 未解決