

大鹿村中央構造線博物館から見える日本列島の地史と地球のしくみ

大鹿村中央構造線博物館 学芸員 河本 和朗

地形は現在進行中の地殻変動が造っている

大地形としての赤石山地は、諏訪湖を頂点とし天竜川と富士川を2辺とする三角形の地塊で、西側に傾くように隆起していることから『赤石傾動地塊』と呼ばれる。地塊の周縁は活断層で区切られている（行ってみよう科学探検 図2）。「活断層」とは最近の時代にくり返しずれ動き、近い将来にもずれ動いて地震を発生する断層である。「最近の時代」の始まりとしては約200万年前や、12万5000年前などが用いられている。

赤石傾動地塊の東縁は、甲府盆地の地塊に逆断層で押し被さっている。その断層は「活断層としての糸魚川-静岡構造線」と呼ばれ、断層の地下延長部は西へ傾き下がる断層面で、櫛形山の深部に続

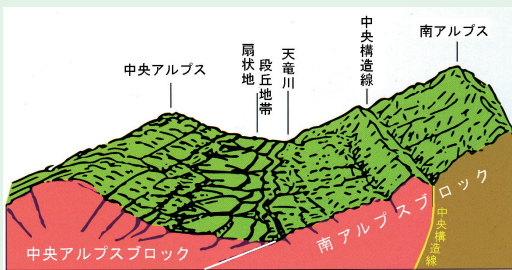


図1 中央アルプス・伊那谷・南アルプスを横切る模式的な断面図 (松島, 1993)

いている。一方、南部フォッサマグナ西縁の「地質境界としての糸魚川-静岡構造線」は10km西方の早川沿いに通っている。両者は形成時期も地表に現れている位置も異なり、明確に区別しなければならない。しかし、国の地震本部などの活断層評価においては、活断層の方を単に「糸魚川-静岡構造線断層帯」と呼んでいるので注意が必要である。

赤石傾動地塊の西縁では、木曾山脈地塊が逆断層で上昇し、断層角構造盆地である伊那盆地が形成されている。この活断層は並走する断層群からなり「伊那谷断層帯」と呼ばれる。赤石傾動地塊の伊那谷断層帯に近い部分がいちばん上昇量が少ないので、その付近を天竜川が流れている（図1）。

上昇している赤石地塊の内部には過去の変動で生じた多数の断層が存在し、破碎された部分が弱線になっている。地塊の上昇にともない弱線部が川に下刻され、谷が刻まれていく。一方、高さがそろった稜線は、隆起以前の準平原の名残である。赤石地塊の内部の中央構造線は右横ずれの活断層だが、上下方向の大地形の形成に関与していない。木曾山脈・伊那盆地・赤石山地（広義）の大地形に関わっているのは、伊那谷（活）断層帯である（図2）。ただし、伊那地域の活断層が動いて発生した最新の被害地震は、中央構造線沿いで発生した1718年の遠山地震である。

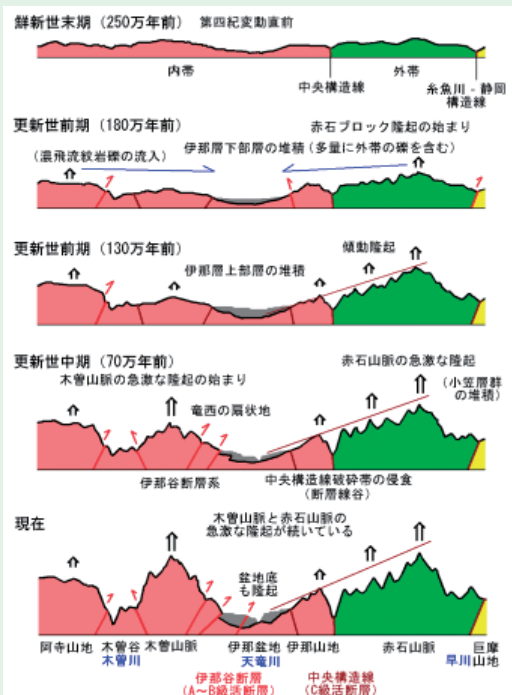


図2 伊那谷（活）断層帯と伊那盆地の形成 (森山・光野, 1989に加筆改変)

断層のずれ方から推定される応力の向き

断層面は、最大圧縮応力（図3の赤矢印）に斜交して形成される。地震波の初動の押し引き分布から震源断層をずれ動かした応力の向きが求められる。他方では、地形などから読み取られる活断層のずれ方から、地殻にかかっている長期間（200万年前～現在）の力の向きを推定できる。

赤石傾動地塊東縁の糸魚川 - 静岡構造線（活）断層帯・西縁の伊那谷断層帯・地塊内部の活断層としての中央構造線からは東西圧縮が読み取れる。北九州～東北日本にかけての広範な領域は、日本海溝からの太平洋プレートの沈み込みにより東西に圧縮されている。最近100年間の測量では平均的な短縮速度は1年間に100kmにつき1cmである。一方、南部の御前崎はフィリピン海プレートの南東方向からの沈み込みにより1年間に約5mmの速度で引きずり込まれているが、東海地震発生時には1～2m跳ね上がる。地震時の隆起が地震間の沈降を上回るため長期的には隆起している。また甲府盆地南東縁の御坂山地は、伊豆半島の衝突による南東からの力により甲府盆地に押し被さるよう隆起している。これらの力が赤石地塊の隆起の原動力と考えられる。

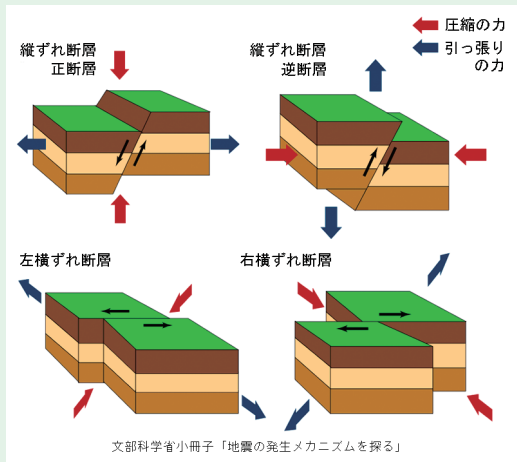


図3 応力の向きと断層のずれ方の関係

地質の配列は過去の変動の記録

大鹿村には西南日本の4列の地質帯が露出している。西から東に向かって、内帯の領家変成帯、外帯の三波川変成帯・秩父帯・四万十帯北帯である（図4）。これらは関東～九州へ並走し、秩父帯と四万十帯は沖縄本島まで見られる。

これらの地質帯が形成されたのは、日本海の拡大やフィリピン海プレートの沈み込みが始まるより以前の大陸の一部だった時代である。その配列は海溝と平行で、海洋プレートが他のプレートの下へ沈み込んでいく「沈み込み帯」の特徴が現れている。沈み込み帯では、付加体と火山帯や花崗岩が造られる。

大陸時代に造られた地質帯の延長方向は、西南日本全体では東西だが、赤石山地では南北になっている。よく見ると、中央構造線の北部と赤石構造帯が連続し、外帯の配列を斜めに切って左横ずれに約60km食い違わせている（図4）。この地質構造は、日本列島が大陸から離れた新第三紀中新世に形成された。そのころフィリピン海プレートが西南日本の沖合に到達して沈み

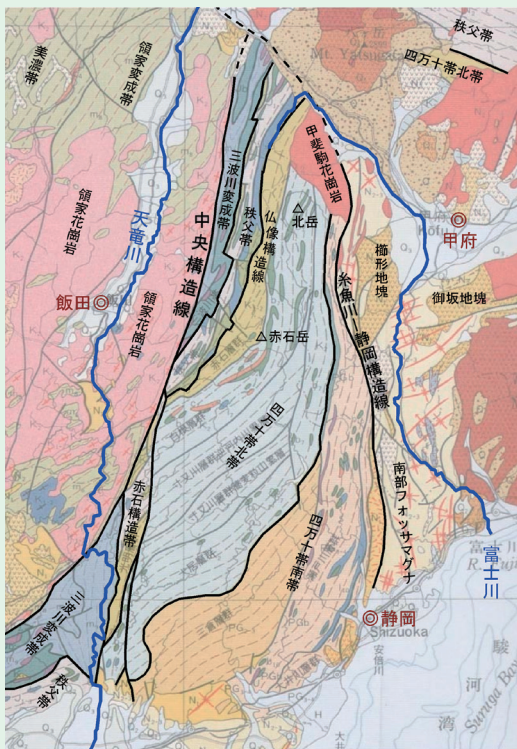


図4 赤石山地と周辺地域の地質帯の分布

込み始めた。それ以降、軽い安山岩質の地殻を持つ伊豆-小笠原島弧が次々と本州に衝突している。その最初期の楯形地塊の衝突を受けて、この北方への屈曲と断層の左横すれが生じた。このころの四国の中央構造線は縦ずれで、これ以降の中央構造線は、大陸だった時代のような1本の断層ではなくなった。

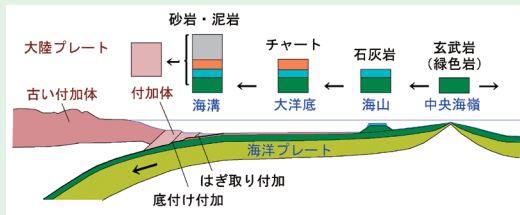


図5 海洋プレートの沈み込み帯における付加体の成長

付加体

付加体とは、海洋プレートに載って移動してきた遠洋性岩石と、大陸側から海溝へ流れ下った海溝堆積物が、海洋プレートの沈み込みに伴って剥ぎ取られ、大陸側に付け加わってできる地質体である(図5)。

遠洋性岩石は、海洋プレートの表層を覆っていた玄武岩・石灰質の生物遺骸からなる石灰岩・石英質の殻をもつプランクトンの遺骸が深海底に堆積したチャートからなる。付加体の玄武岩は湧出時などに水と反応した変質鉱物を含み、さらに弱い変成作用を受けて緑色岩になっている。緑色岩体には、マグマだまりで晶出した重い鉱物がマグマだまりの底に集積したかんらん岩を含むこともある。その一部は熱水変質し蛇紋岩になっている。

海溝堆積物が固結したものは、海底土土流で流下した砂岩・泥岩・凝灰岩などである。

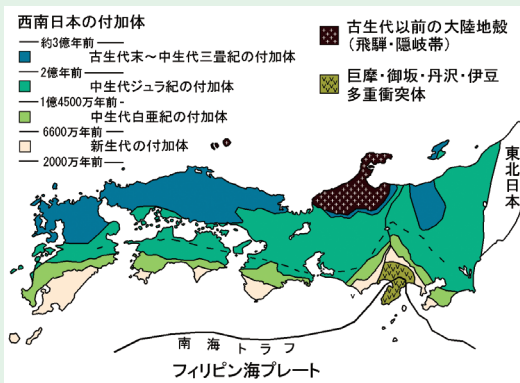


図6 アジア大陸の縁に成長した付加体

領家変成帯の変成岩の原岩はジュラ紀の付加体である。三波川変成帯の結晶片岩の原岩は、白亜紀付加体であることがほぼ確実になってきた。秩父帯はジュラ紀付加体、四万十帯北帯は白亜紀付加体である。大鹿村には、領家変成帯から四万十帯北帯まで露出している。したがって博物館の展示標本の多くは付加体の岩石であり、その帯状の配列も良く理解できる。(行ってみよう科学探検 図6)

プレート

プレートは、地球表層の冷えて固くなっているマントルで、上部の薄い地殻を含む。マントルは、地球を構成する物質の区分である。金属の中心核を包む、かんらん岩質の岩石の部分で、地球の体積の83%を占める。地下2900kmのマントルの底は3000~5000℃と推定されているが、高圧なので固体である。水は例外で、普通の物質は圧力の上昇に応じて融点が増える。マントルは深部ほど高温だが、融点の上昇に追いつかないので、マントルは固体である。

ただし高温のマントルは、最短で数百年間変形した状態が続くと、弾性を失って永久変形する程度に軟らかい。そのため超低速なら固体のまま流動できる。

一方、マントルの表面付近の厚さ100kmほどの部分は冷えて固くなり、流動性を失い一体に動くプレートになっている。多数のプレートに分かれているが、割れたり、合体したり、地球深部へ沈み込むなど、境界も枚数も変化する。冷えると縮んで重くなり、一方の端から温かく軟らかいマントル中に沈んでいく。温度差による密度差が、プレート運動の原動力である。

図7はアジア大陸から日本海溝にかけての断面図で、地震波が伝わる速度の平均値からの隔たりを表している。沈み込んだ海洋プレートを「スラブ」という。冷たく固いスラブの中は周囲の岩石よりも地震波が速く伝わる。図7の青色の領域は太平洋プレートのスラブである。沈み込んだ太平洋スラブはウラジオストク～中国東北部の下660km付近で水平に広がった後、塊になって地下2900kmのマンツルの底へ沈んでいく様子が見える。

この沈み込みに引かれてプレートは移動する。プレートどうしが両側に離れていく境界では、割れ目を補うように温かく流動的なマンツルが上昇して中央海嶺を造り、冷えてプレートになる。中央海嶺もいずれは海溝に沈み込む。

減圧融解と部分融解

固体のマンツルも特別な条件で融解する。そのひとつは、温かいマンツルが地表付近に上昇している場所である。図8のD点の固体のマンツルが上昇すると、圧力が低い浅部では融点が高いため、D'点で融点を横切って、マンツルの一部が融ける。圧力の減少が原因で融けるので「減圧融解」という。

融点は2種類ある。図8の青線は岩石の一部が融け始める温度、赤線は岩石がすべて融けきる温度である。この間の温度では融けやすい成分が多くマグマに入る。この「部分融解」により、かんらん岩質のマンツルから玄武岩質のマグマが生じる。

中央海嶺とホットスポットで造られる玄武岩質の海洋地殻

中央海嶺では、上昇したマンツルの一部が減圧融解し、部分融解により玄武岩質のマグマが生じる。マグマは誕生したばかりのプレートの上部を薄く覆う海洋地殻になる。海洋地殻をもつプレートを「海洋性プレート」という。

図7の太平洋スラブのような下降流の代わりに、マンツル深部からの上昇流が生じ、その上端が地表面に達している場所をホットスポットという。そこでも減圧融解と部分融解により、大量の玄武岩質のマグマが生じる。

沈み込み帯のマグマ活動

沈み込み帯には、沈み込まれる側に、海溝と平行に火山帯が並走する（図9）。沈み込まれる側は深さに応じて地温が上昇するが、冷たい海洋プレートが沈み込んでいる境界付近は、冷やされて低温になっている。そのような場所でマグマが発生する原因として、海洋プレートが持ち込む水の効果が

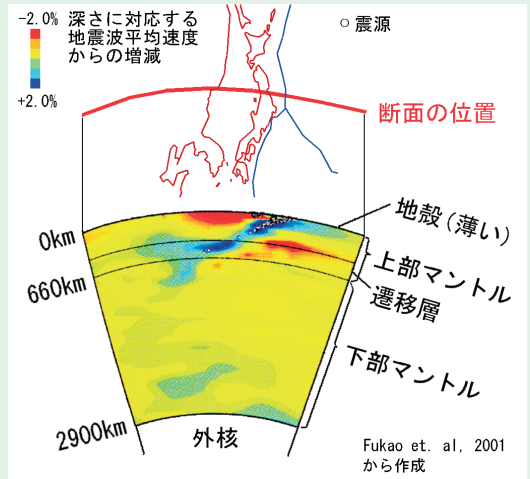


図7 アジア大陸の下に沈み込んでいる太平洋プレート

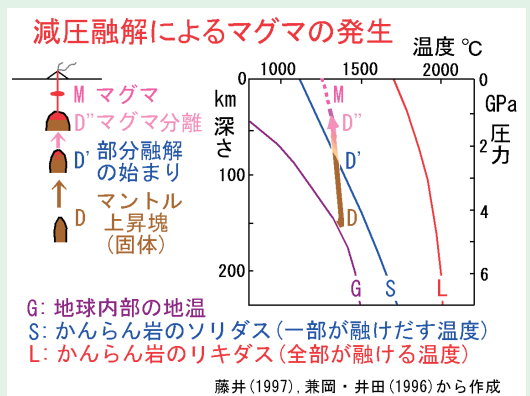


図8 地温勾配とマンツルの融点 減圧融解

考えられている。海洋地殻の変質鉱物などに含まれる水の一部は沈み込み先で脱水し、沈み込まれる側のプレートの下の高温のマントルまで運ばれる。十分に高温なマントルは、水による融点降下で部分融解し、玄武岩質マグマが発生する(図10)。上昇したマグマは固結して大陸下部地殻を造るが、水を含むためさらに部分融解して花崗岩質の大陸上部地殻が造られる。上部と下部を合わせた大陸地殻全体の組成は安山岩質になる。

軽い大陸地殻が厚化すると、その浮力のためにプレートは沈まなくなる。大陸地殻を持つプレートは「大陸性プレート」と呼ばれる。海洋プレートどうしの沈み込みの場合は、上部と下部が未分化の海洋性島弧地殻が造られる。海洋プレート上にあっても海洋性島弧の部分は軽くて沈み込めない。

沈み込んだプレートが深部に達するまでは、水が放出されても温度が足りずマグマが生じない。したがって火山帯は、海溝と平行に海溝から距離を置いて分布する。火山分布の海溝側の境界を火山フロントという。火山フロントと海溝の間の火山が分布しない領域を前孤、火山分布の中心部分を中軸、それより内陸を背孤という。大陸縁の沈み込み帯で日本列島のように背孤が拡大して海盆になったものを島弧、アンデスのように背孤海盆が発達していないものを陸孤という。日本列島は、新第三紀に背孤海盆の日本海が拡大する前は、アジア大陸東縁の陸孤だった。海洋性島弧である伊豆-小笠原島弧には、かつて拡大した背孤海盆の四国海盆がある。

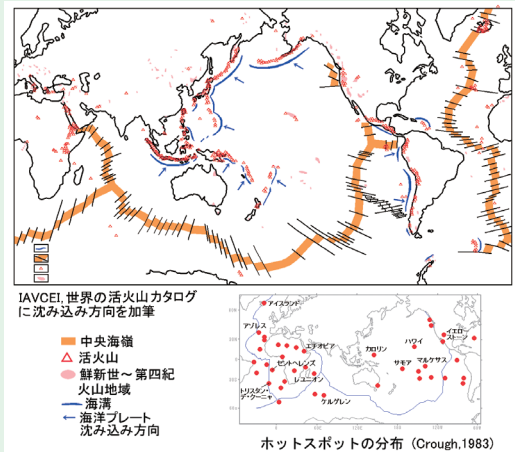


図9 中央海嶺、ホットスポット、沈み込み帯の火山帯

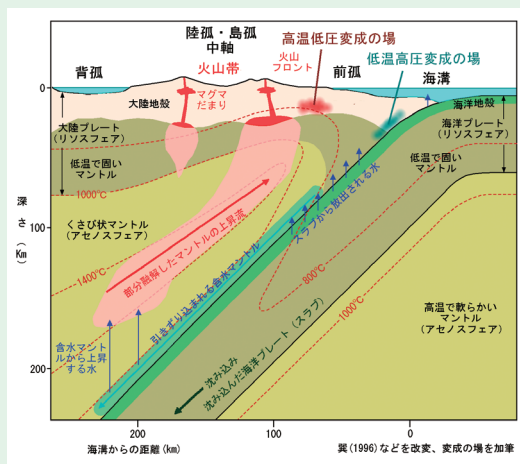


図10 沈み込み帯のマグマ発生モデルと、対の変成作用

対の変成作用と、中央構造線の両側に併走する白亜紀後期の変成帯

変成作用は固体のままゆっくり進行する反応で、温度や圧力(深さ)に応じて鉱物の組み合わせが異なる変成岩ができる。沈み込み帯では、海溝に近い深部の冷たい海洋プレートが沈み込んでいる付近では「低温高圧型変成作用」、火山帯の下では熱いマグマの上昇により「高温低圧型変成作用」が進行する。これを「対の変成作用」という(図10)。中央構造線沿いの内帯側には白亜紀後期の高温低圧型変成岩と熱源の花崗岩、外帯側には白亜紀後期の低温高圧型変成岩が並走し接している(図11)。したがって、中央構

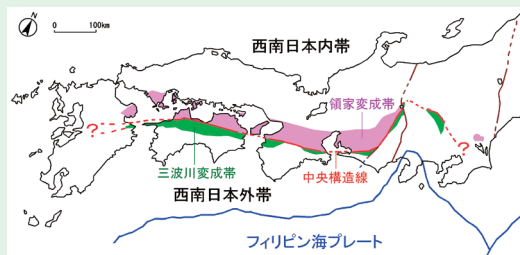


図11 白亜紀後期の高温低圧型(領家)変成帯と低温高圧型(三波川)変成帯の現在の位置

造線は中生代白亜紀後期のアジア大陸東縁の陸弧の火山フロント付近に生じた断層である。

中央構造線の最初期の左横ずれとマイロナイト

領家古期花崗岩は9500～8000万年前に深さ15kmに貫入し、ジュラ紀付加体に広域変成作用を与えた。中央構造線の近傍では、その深さですらされてマイロナイトになった。(博物館紹介図8)。マイロナイトに見られるずれの向きは左横ずれ(外帯側が北上)である。この中央構造線の最初の活動期は、当時の海洋プレートが海溝に斜め方向から沈み込んでいたため、地殻が高温で変形しやすくなる火山フロント付近を境に、大陸の前弧側が引きずられて生じた(図12)。この活動期は白亜紀末まで続いた。一方、白亜紀にはイザナギ-太平洋海嶺が沈み込んだ。その時期と、白亜紀の大規模なマグマ活動や中央構造線の誕生との関係など、まだ未確定な課題が多い。

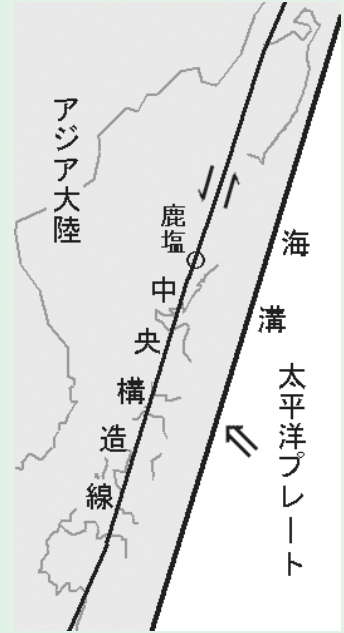


図12 大陸内の大陸横ずれ断層

三波川変成帯の上昇と領家変成帯との接合の時期

三波川変成帯の結晶片岩は、付加体の岩石が深さ15～30kmの深部に引き込まれ、低温高圧型変成作用を受けたものである。浅部の領家変成帯と接した時は、その外縁を切って上昇した筈だが、その時期もメカニズムも未解決である。

本州孤の移動時期と伊豆 - 小笠原島孤の移動時期の前後関係は未解決

新第三紀中新世には、日本海溝の移動と日本海の拡大と前後して、伊豆-小笠原海溝と島孤も東進し四国海盆が拡大した。それにより、フィリピン海プレートの西南日本への沈み込みと伊豆孤の衝突が始まり、赤石 - 関東の屈曲や赤石構造帯の活動が生じた。しかしその東進の時期は未解決である。

アジア大陸だった時代の中央構造線の、東北日本への延長部

棚倉構造線 - ロシア沿海州沖合へ続く線が考えられていたが、三陸沖という考えが提起されている。

青池 寛,1999,伊豆衝突帯の構造発達,神奈川博調査研報(自然),111-151

活断層研究会,1991,新編日本の活断層,東京大学出版会

兼岡 一郎・井田喜明,1997,火山とマグマ,東京大学出版会

木村 学・大木 勇人,2013,図解プレートテクトニクス入門,ブルーバックス,講談社

Kimura et.al, 2014, Middle Miocene swift migration of the TTT triple junction and rapid crustal growth in southwest Japan, Tectonics, 33, 1219-1238

佐藤 興平ほか,1989,甲斐駒ヶ岳花崗岩質岩体のK-Ar年代と岩体冷却史,地質学雑誌,95,33-44

瀬野 徹三,1995,プレートテクトニクスの基礎,朝倉書店

高木 秀雄,2013,中央構造線の始まりから現在まで,大鹿村中央構造線博物館講演記録

高橋 雅紀,2016-17,東西日本の地質学的境界,GSJ地質ニュース,Vol5.7-Vol6.10

巽 好幸,1995,沈み込み帯のマグマ学,東京大学出版会

町田 洋・鎮西 清隆,2001,日本の地形発達史,日本の地形 I 総説10章,東京大学出版会

松島 信幸,1995,伊那谷の造地形史,飯田市美術博物館調査報告書3

松島 信幸,1994a,赤石山地の中央構造線に対する新しい見方,飯田市美術博物館研究紀要,4,113-124

Maruyama et.al, 1997, Paleographic maps of Japanese Islands. The Island Arc, 6,121-142

森山・光野,1989,伊那谷南部、伊那層の堆積構造からみた木曾・赤石両山脈の隆起時期,地理学評論,62SerA,691-707