

中央構造線読み方案内

諏訪から大鹿村地蔵峠まで

河本和朗

目 次

はじめに	5
第1部 中央構造線とは？	
1.1 宇宙から見える大地形	7
1.2 地殻変動が造っている伊那盆地	9
1.3 断層を掘り下げる川	10
1.4 フォッサマグナに埋まった中央構造線	13
1.5 石に秘められた時間	14
1.6 地球の歴史	14
1.7 日本列島の誕生	16
1.8 付 加 体	17
1.9 火 成 作 用	19
1.10 広域変成作用	21
1.11 4列の地質帯が並ぶ伊那山地～赤石山脈	22
1.12 変 成 の 場	23
1.13 中央構造線は領家帯と三波川帯の境界断層	24
1.14 いろいろな断層	25
1.15 中央構造線の前になった断層	26
1.16 いろいろな断層岩	27
1.17 鹿塩マイロナイト	29
1.18 フォッサマグナと糸魚川 - 静岡構造線	30
1.19 フィリピン海プレートの誕生と伊豆丹沢多重衝突体	32
1.20 赤石 - 関東の屈曲と赤石構造線	34
1.21 古傷を使った現在の活動	35

第2部 現地案内

2.1	岡谷市横河川	41
2.2	茅野市坂室	43
2.3	杖突峠	45
2.4	杖突峠付近の安山岩	48
2.5	守屋神社	49
2.6	御堂垣外付近	50
2.7	長藤板山	52
2.8	非持	54
2.9	溝口露頭	56
2.10	市野瀬	61
2.11	分杭峠	62
2.12	高森山林道	63
2.13	北川露頭	70
2.14	手開沢	74
2.15	儀内路～大塩	76
2.16	大鹿中学校から	77
2.17	塩の里	78
2.18	河合～中尾	80
2.19	清水下部	81
2.20	小渋橋	83
2.21	大鹿村中央構造線博物館	84
2.22	大西公園	84
2.23	下青木城の腰	85
2.24	大沢	85
2.25	安康露頭	86
2.26	地藏峠	89
	おわりに	92

はじめに

私は1951年、東京で生まれました。20歳からの5年間を北海道で、その後の5年間をアメリカで過ごしました。1984年から大鹿村に住んでいます。

ずっと人間は自然にどのように関わったらよいのか考えてきました。アメリカでは最後の3年間はコロラド州のロッキー山脈の近くに住んでいました。ロッキー山脈というと森と湖を思い浮かべられるかもしれませんが、それはごく一部で、ほとんどは半砂漠の乾燥地帯です。乾燥地帯では岩がむき出しです。大陸の乾燥地帯で、地球の本体は岩でできているということを実感しました。また、先住民の長老から、石は地球の長老であるから私たちは石から知恵を学ばねばならないと教わりました。地球の生態系のいちばん土台に岩石世界があるのだということが、なんとなく分かりました。それ以上に、大陸の岩の存在感に圧倒されました。

日本に帰って、自然とじかに取り組めるところに住みたいと思いました。古い友人が住んでいたという縁がありましたが、大鹿の地形が気に入ったことも大鹿に住みたいと思った大きな理由です。大鹿を特徴づけている地形のひとつは、中央構造線沿いの一直線の深い谷です。

しばらくは地学の普及書を読んでいました。畑は石だらけだし、村内で建設工事に出れば破碎帯や地すべり粘土に遭遇します。やがて、伊那谷自然友の会が飯田市美術博物館を会場に開いている松島信幸先生の地質講座のことを知りました。

その後、1992年に大鹿村中央構造線博物館の開館準備が始まり、松島先生の準備作業を手伝わせていただくことになりました。そして、1993年8月の開館と同時に、専従で働くことになり、それ以来勉強しながら中央構造線博物館の仕事を続けさせていただいています。

これから私が10年近く勉強してきたことをもとに、諏訪湖から大鹿村地蔵峠までご案内します。いま日本には中央構造線について一般向きにまとまった本はありません。そこで中央構造線をじっさいに見ていくために必要な基礎知識を第1部に紹介しました。中央構造線の形成史については研究者によってさまざまな異なる考えがあります。そのうえ私の勘違いもあるかもしれません。どうか絶対的なものとしてとらえないようにお願いします。

はじめは、現地ガイドを先にしようと考えたのですが、やはりある程度の基礎知識があるほうが、岩石や露頭や地形が語っているものを理解しやすいと思います。現地ガイドは、第1部の「中央構造線とは？」での説明を前提に書いています。分からなくなったら、どうか第1部に戻りながら読み進めてくださるようお願いいたします。

第2部でも、はじめの方に出てきたことをふまえて、あとの方を書いていきます。私は、ここに書いたことについては専門家であろうと志してはおりますが、研究者から見ればとんでもない素人考えもあるかと思えます。今後、調査や勉強を進めるにしたがい思いちがいに気づくこともあるでしょう。そのような中間報告でありますから、どうか批判的な目でみながら、この冊子をガイドに現地を訪ねていただければ、ありがたいと思います。

第1部 中央構造線とは？

1.1 宇宙から見える大地形

長野県下伊那郡大鹿村大河原に大鹿村中央構造線博物館があります。展示室には人工衛星から写した画像があります。これは、地球観測衛星ランドサットが、地上約915キロメートル上空から撮影したものです。その写真を見ますと、諏訪湖の南側から四国まで、ずっと一直線に谷が写っています。この谷は、中央構造線という日本列島最大最長の大断層に沿って川が浸食してできた谷です。この谷を境に、信州では東に赤石山脈、西に伊那山地に分かれています。

天竜川の本流が流れている伊那盆地側から見ると、まず伊那山地があり、その向こうに赤石山脈があります。天竜川西側の木曾山脈の山ろく、中央道のあたりから見ますと、盆地の東側に伊那山地が連なり、その稜線の上に赤石山脈の3000メートルを超える山頂部分が顔を出しています。1800メートル前後に標高がそろった稜線が屏風のように連なる伊那山地を、伊那谷の人たちは“伊那山脈”と呼んでいます。

伊那山地は、伊那盆地の側からは南アルプスの前山のように見えますけれども、中央構造線沿いの谷沿いに連なる高遠町・長谷村・大鹿村・上村・南信濃村から見れば、伊那山地は西山になります。谷底から伊那山地の稜線までは、高低差1000メートルの急斜面になっています。

大鹿村で、赤石山脈側の少し高いところに上がりますと、そのV字谷が一直線に伸びている姿を見ることができます。また国道152号線を地蔵峠を越えて上村に入り、しらびそ高原との分岐の方に進んでいく途中でも、その谷を右手に見下ろすことができるでしょう。深いV字谷が一直線に伸びている姿は日本列島というより大陸の風景に近いものがあります。



図1.1 ランドサット衛星画像（伊那谷の自然，1999）

1.2 地殻変動が造っている伊那盆地

伊那谷というと天竜川が削ってできたような感じがしますが、本当は地殻変動ちかくへんどうが造っています。両側の山が高くなっていき、真ん中が低いまま残されて伊那盆地になりました。

東側の伊那山地と赤石山脈は、ほぼ一体に隆起上昇しています。天竜川沿いを回転軸にして、東側が持ちあがるように傾きながら上がっていくので、伊那山地と赤石山脈を合わせて“赤石傾動地塊”けいどうちがいとっています。

このように、山脈や盆地というような大きな地形は、現在進行中の地殻変動が造っています。いまの変動が始まったのは、およそ200万年前からだと考えられています。およそ200万年前から始まる現在の時代を“新生代第四紀”しんせいだいだいよんきといいま

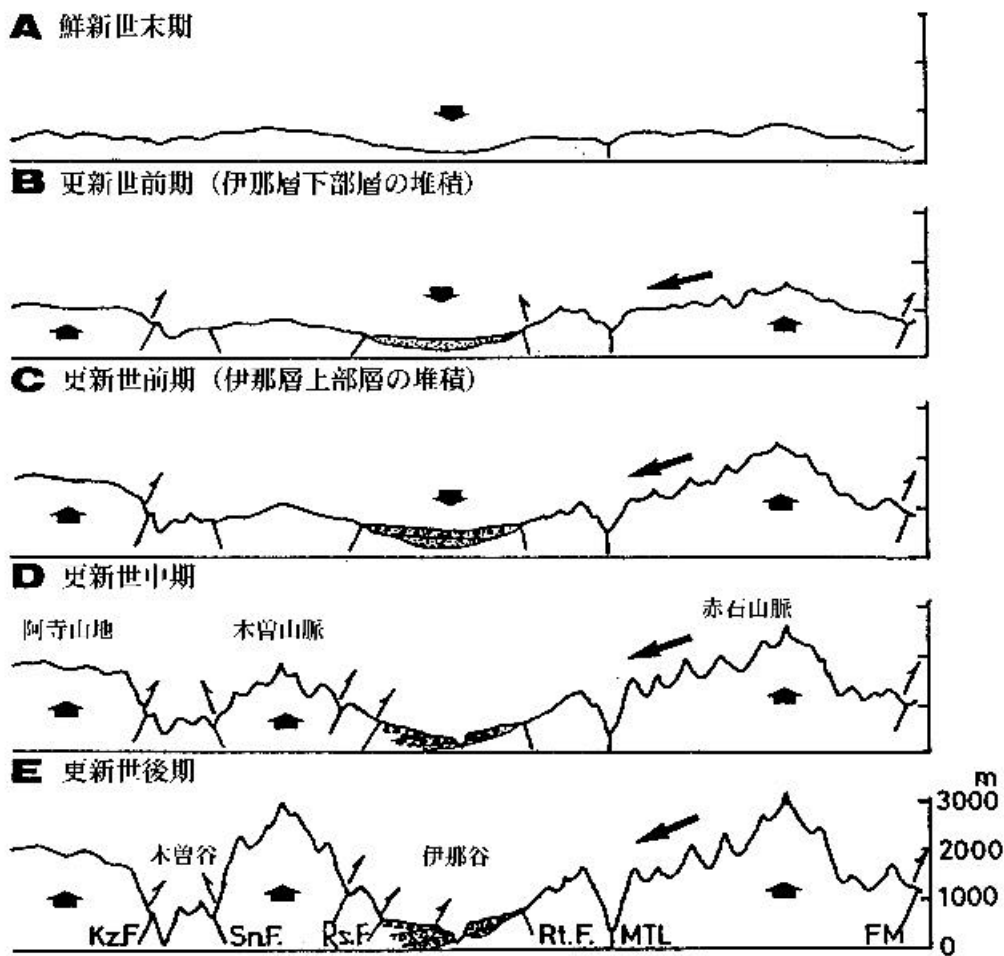


図1.2 阿寺山地から赤石山脈までの地形発達を示す模式図（森山・光野，1989）
 MTL：中央構造線、Rt.F：竜東断層群、Rt.S：竜西断層群、Sn.F：清内路峠断層

すので、いまの地殻変動を第四紀変動といいます。

東京湾の海面を基準にした明治以降の測量結果によれば、この100年間では赤石山脈は日本列島で最も速く上昇していて、100年間に50センチメートルも上がっています。

隆起し始める前の地塊は、なだらかな丘陵でした。上昇にともない川の侵食が始まります。そのとき、岩盤の弱いところは、周りよりも強く侵食されるため、谷が刻まれていきます。

中央構造線は、赤石地塊が隆起し始めるよりもずっと前からある断層です。長い間の断層の活動で中央構造線沿いの岩盤は破碎帯はさいたいになっています。そこで赤石地塊の上昇とともに、中央構造線沿いに深い谷が刻まれてきました。

1.3 断層を掘り下げる川

中央構造線沿いに掘り下げている川は、それぞれ流れる方向はちがいますが、全体としてまっすぐな大きな谷を造っています。

北から順に見ていきましょう。高遠町たかとおの長藤おさふじまでの藤沢川。長谷村ひじの非持ひじから市野瀬みぶがわまでの三峰川、ここは今、美和ダム湖になっています。市野瀬ぶんから分ぶん杭ぶん峠とうげへ向かって粟沢川。大鹿村あわさわがわの鹿塩川かしおと青木川。地蔵峠ちじょうとうげを越えて遠山の上村川、木沢から和田までの遠山川、和田から八重垣内川。青崩やえごうち峠あおくずれとうげを越え、静岡県に入みさくぼって水窪川。これらの川が中央構造線沿いの岩盤を掘り下げ、赤石山脈と伊那山地を分ける一直線の谷を造っています。なおこの谷の中の杖突峠・分杭峠・地蔵峠・青崩峠こくちゆうぶんすいかいを谷中分水界こくちゆうぶんすいかいといいます。

赤石山脈には、中央構造線のほかにも戸台構造線とだいこうぞうせんと仏像構造線ぶつぞうこうぞうせんという大断層が中央構造線と平行に南北に通っています。これらの断層沿いも、中央構造線沿いほどではありませんが南北に川が流れて谷を掘り下げています。たとえば三峰川は、ほぼ仏像構造線にそって南へ流れ、次にほぼ戸台構造線にそって北へ流れています。

また、大鹿村大河原から赤石岳の方へ向かって小渋断層こしぶたんそうが中央構造線から分岐しています。小渋断層沿いにも一直線の谷が掘り込まれ、大河原から赤石岳をのぞむことができます。

遠山川が流れているのも一直線の断層沿いです。こちらは木沢から和田の間で

中央構造線と斜めに交差して、和田から天龍村平岡へ続いています。

中央構造線は、水窪から先では、南北から東西へ向きを変えていきます。佐久間で天竜川と交差します。水窪と佐久間の間の谷中分水界がハウジ峠です。天竜川は、中央構造線ではなく、水窪から天竜市二俣へ向かって赤石構造線という別の断層沿いに南下しています。

中央構造線は、佐久間から先は豊橋へ向かいます。中央構造線沿いにJR飯田線が通っています。中央構造線を侵食しているのは、愛知県東栄町までは、天竜川の支流の大千瀬川ですが、鳳来町から豊橋までは豊川です。その先は渥美半島の北岸沿いを通りますが、半島先端の立馬崎たつまざきと伊良湖岬の間を通っていることが、ボーリング調査から分かっています。

紀伊半島では伊勢神宮外宮のほぼ真下を通ります。伊勢平野では、平野を埋めた堆積物の下に埋まっています。伊勢平野の南縁から勢和村たきせいに入ります。多気勢和たきせいインターのあたりで、再び地表に顔を出します。そこから奈良県境の高見峠たみまでは、櫛田川くしだがわが中央構造線沿いに谷を掘り下げています。奈良県に入ると、中央構造線沿いの川は紀の川になります。和歌山市から淡路島の南岸をかすめ四国へ続きます。

四国では、徳島から阿波池田までは吉野川になります。その先は石槌山地いしづちさんちと海岸平野の間の一直線の山麓線になります。その先は、奥道後の山々と石槌山地の間が低くなっているのが分かるでしょう。松山平野の南縁から砥部町とべを通り、双海町ふたみから海へ出ます。佐田岬半島のすぐ沖合いを半島沿いに西へ進み九州へ続きます。四国では、徳島自動車道と松山自動車道が、ほぼ中央構造線沿いに走っています。

九州では佐賀関半島の北岸の沖合いになります。中央構造線をはっきりとたどれるのは、ここまでです。九州の中央部では、阿蘇山の噴出物が広くおおっていて、その下の様子が見えません。中央構造線の位置については、大野川沿いにカーブして臼杵うすきと八代やつしろを結ぶ線になり、薩摩半島と甑島こしきじまの間を抜けるという説が有力です。けれども、大分から熊本に抜け、天草の北を通るとい説もあります。このあたりの説が別れるのは、熊本平野南方や天草のところどころに顔を出している古い岩石が、中央構造線の北側のグループに入るのか南側のグループに入るのか、考えが別れるからです。

どうぞ、これらの場所を日本地図でたどってみてください。吉野川・紀の川・

櫛田川・豊川がみごとに一直線に続き、赤石山脈と伊那山地を分ける谷へつながっていくことが分かるでしょう。ただし、川は中央構造線におおまかに沿って流れていますので、中央構造線の厳密な位置とは少しちがっています。

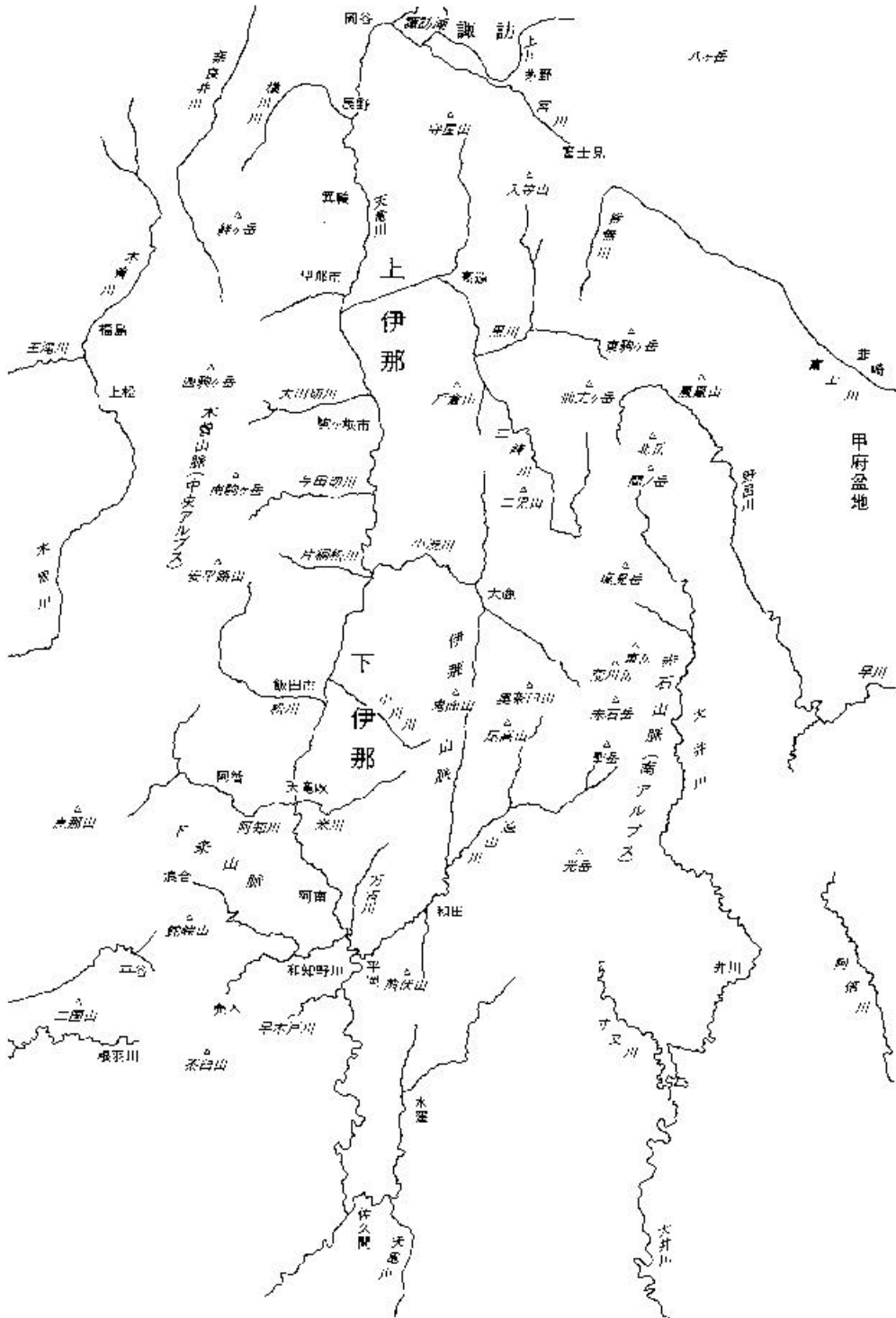


図 1 . 3 天竜川上流域の水系（伊那谷の自然 ， 1999）

1.4 フォッサマグナに埋まった中央構造線

諏訪湖から東は、1500万年前頃に大きく沈降した地域で、“フォッサマグナ”といえます。フォッサマグナ地域が沈んでいったときに、その西側の縁を造った断層が糸魚川 - 静岡構造線です。フォッサマグナ地域は海になり、周囲から流れ込んだ礫・砂・泥や、火山噴出物で埋まっていきました。フォッサマグナについては、あとで説明しましょう。

フォッサマグナが沈んでいったのは、新第三紀と呼ばれる時代です。信越地域では5000から10000メートルも沈み、厚い地層が堆積しました。いまは、フォッサマグナ地域の多くは隆起する場所になっています。しかし関東平野は沈降し続けて、関東平野の中央部は、第四紀に新たに2000メートル沈んでいます。

このフォッサマグナ地域や、今の関東沈降盆地では、中央構造線は新第三紀や第四紀の地層や火山噴出物の下に埋まっていて見えません。

関東山地は第四紀にどんどん隆起して山地になっているところです。そのため古い岩石が頭を出しています。中央構造線も群馬県下仁田付近に現れているとされていますが、私はまだ見に行っていないです。

関東平野の下では、埼玉県東部の岩槻市付近を通っていることが、深さ3000メートルに達するボーリングで分かっています。そこから茨城県の大洗へ行くというデータと、鹿島へ行くというデータがあり、どちらかはっきりしていません。筑波山と犬吠埼の間を通っていることは確かです。

中央構造線を境にして、西南日本の日本海側を内帯、太平洋側を外帯といえます。

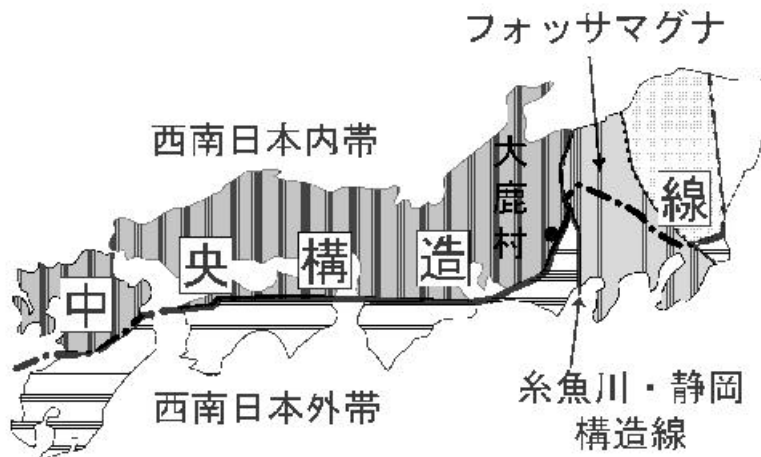


図1.4
西南日本の中央構造線、内帯、外帯

1.5 石に秘められた時間

崖に出ている石は風化していて見分けにくいので、川の石を見てみましょう。木曾山脈～伊那盆地～伊那山地～中央構造線沿いの谷～赤石山脈へ横断する地域の石は、日本列島の骨組みを造っている古い岩石です。この地域では、新しい地層や火成岩に覆われている場所は、ほとんどありません。

日本列島の場合は、約2500万年前の、新生代の古第三紀こだいさんきと新第三紀の年代を境に、古い骨組みとそれを覆う新しい地層や火成岩に分けます。日本列島は、昔はアジア大陸の一部でした。新第三紀の1500万年前頃になって、のちに日本列島になった部分が大陸から離れて太平洋に向かって移動し、その後ろの大陸との間に日本海ができました。つまり、日本列島の骨組みを造っている岩石はアジア大陸で造られました。

この地域の岩石は、中生代、すなわち恐竜の時代の岩石です。けれども、木曾山脈や伊那山地の岩石と、赤石山脈の岩石は、まったく種類がちがいます。アジア大陸の中で、別々の歴史をたどってきました。

1.6 地球の歴史

ここでちょっと地球史を見ておきましょう。

先カンブリア時代

地球が誕生したのは46億年前です。40億年前には海ができました。38～35億年前には生命が生まれました。25億年前には、光合成微生物の働きで、大気中に酸素が増えてきました。6億年前に始まる古生代より前のこれらの時代をまとめて“先カンブリア時代”ということもあります。大陸の中心部を造っている古い岩石は、この時代のものです。

古生代

およそ6億年前には固い殻を持つ多くの種類の生物が爆発的にあらわれて、たくさん化石が残るようになります。古生代の始まりです。三葉虫は古生代を代表する生物です。オルドビス紀には植物が上陸、シルル紀には動物が上陸します。デボン紀には、海では魚類が、陸上では昆虫が繁栄しました。両生類も登場

しました。石炭紀にはシダ植物の大森林ができました。爬虫類も登場しました。ペルム紀には裸子植物が登場しました。

ペルム紀末の2000万年間は、海中の酸素がほとんど無くなるという大事件が起こり、当時の生物種の90%以上が絶滅しました。この無酸素事件は、岐阜県の本巣川の川床の岩石に残っていた証拠から解き明かされました。日本列島の土台は、古生代の後半から造られ始め、次の中生代で、だいたいの骨組みが出来上がりました。

中生代

およそ2億5千万年前から6500万年前は、中生代です。陸では恐竜、海ではアンモナイトが大繁栄しました。三畳紀には恐竜が登場しました。三畳紀の終わ

新 生 代	第 四 紀	完新世	1 万年前 ~
		更新世	164万年前 ~
	第 三 紀	新第三紀	鮮新世 中新世
古第三紀		漸新世 始新世 暁新世	3540万年前 ~ 5650万年前 ~ 6500万年前 ~
中 生 代	白 亜 紀 ジュラ紀 三 畳 紀		1 億4600万年前 ~ 2 億0800万年前 ~ 2 億4500万年前 ~
古 生 代	ペルム紀 石 炭 紀 デボン紀 シルル紀 オルドビス紀 カンブリア紀		2 億9000万年前 ~ 3 億6300万年前 ~ 4 億0900万年前 ~ 4 億3900万年前 ~ 5 億1000万年前 ~ 5 億7000万年前 ~
先カンブリア時代	原生代		24億5000万年前 ~
	始生代		35億 年前 ~
地球の誕生			46億 年前 ~

図 1 . 6 地質年代表 (新版地学事典, 1996 を改変)

り頃には、原始的な哺乳類ほにゅうるいもあらわれました。ジュラ紀は、陸には大型恐竜、海には首長竜、空には翼竜よくりゆうというように、爬虫類が大発展しました。白亜紀はくあきも恐竜の時代です。植物界では花を咲かせる被子植物ひししよくぶつがあらわれました。

新生代

6500万年前に恐竜やアンモナイトが絶滅しました。それ以後を新生代といいます。この新生代の大部分は第三紀です。第三紀は、2500万年前を境に、古第三紀と新第三紀に分けます。古第三紀には絶滅した恐竜のあとを埋めるように大型の哺乳類があらわれました。新第三紀は、現代型の哺乳類が進化した時代です。日本列島は、新第三紀にアジア大陸から離れました。

現代は、200～160万年前から始まる新生代第四紀です。もとは人類の出現を第四紀の始まりとしていましたが、最近では400万年前の人類化石かんびようきが発見されています。第四紀は氷河期と間氷期かんびようきがくりかえされる時代でもあります。日本列島の第四紀の地殻変動が、いまの山脈や盆地・平野という大地形を造ってきました。またおよそ10万年サイクルの氷河期と間氷期のくりかえしによる海面変動で、日本列島は大陸とつながったり海峡で切り離されたりしてきました。第四紀の地殻変動も気候変動も、現在進行中です。

1.7 日本列島の誕生

アジア大陸は、小さな大陸が集合し合体したものです。古生代の初めのころは地球上の大陸のほとんどが集まってゴンドワナ超大陸を造っていました。長い地球の歴史のなかで、大陸は合体したりばらばらになったりをくりかえしてきました。およそ4億年おきに、ほとんどすべての大陸が合体し、超大陸が誕生します。なおゴンドワナとはインド中部に分布する、淡水にたまった地層の名前です。その地方にあった王国の名から名づけられました。ゴンドワナ層のものと同じ化石をふくむ地層が、南アフリカ・南アメリカ・オーストラリアにもあるため、かつてはひとつの大陸であったと考えた学者が1885年にその大陸をゴンドワナ大陸と命名しました。そのころは大陸の移動という発想はなく、大西洋やインド洋に失われた陸地があったと考えられました。いまでは、大陸の移動の道筋が岩石に残された地磁気から分かり、大陸そのものがひとつにまとまっていたことが分かっています。

やがて Gondwana 大陸は分裂を始めました。華北から朝鮮半島北部にかけての中朝大陸や、その南の揚子大陸は、もともと南方の Gondwana 超大陸の一部でした。それらが Gondwana 超大陸から離れて北上し、いまの位置までたどりつき、シベリア大陸と合体し、いまの東アジアの部分ができました。それは古生代の終わり頃のことです。

日本列島の骨組みは、そのころからアジア大陸のへりで少しずつ造られてきました。同じ時代に生まれ同じ歴史をたどってきた地層や岩体の集まりを、地質帯といいます。山形県の酒田付近から福島県の郡山こおりやま付近を通り、茨城県の常陸太田たなくらこうぞうせんに抜ける棚倉構造線を境に、地質帯の並び方が変わります。そこで日本列島の骨組みは、棚倉構造線で東北日本と西南日本を分けます。

西南日本では、もともと大陸を造っていた地質帯がいまの日本海側にあり、太平洋側に向かって新しく付け加わった地質帯が並んでいます。海洋プレートの潜り込みにもとまって、大陸の縁に成長する地質帯を付加体ふかたいといいます。

1.8 付加体

アジア大陸の縁には、太平洋のプレートが潜り込んでいます。海洋プレートが潜り込んでいる境目の海底には、深い溝ができます。溝の深さが深い場合は海溝、やや浅い場合はトラフと呼んでいます。海溝より陸側は、海底であっても大陸プレートの側になります。

海溝には、大陸から大量の砂や泥が流れ込んでいきます。海洋プレートが大陸プレートの下に潜り込むときに、海洋プレートが運んできた岩石が、大陸から流れ込んだ砂や泥とともに大陸プレートの下に持ち込まれます。そこで剥ぎ取られ、大陸プレートの前面下側に付け加わっていきます。これを“付加体”といいます。

海洋プレートが運んできた岩石は、“遠洋性の岩石”と呼ばれます。緑色岩は、太平洋の深い海底やハワイのような火山島を造った溶岩です。付加体のかんらん岩ちゅうおうかいれいは、大洋の中央海嶺や火山島を造ったマグマだまりの底に重い鉱物が沈んで固まった岩石です。石灰岩は、南の島のサンゴ礁です。白や赤色のチャートは石英質の殻をもつ微生物の死骸が深い海底にたまってできた岩石です。

遠洋性の岩石とともに付加体を造っている砂岩や泥岩は、“海溝性の岩石”と

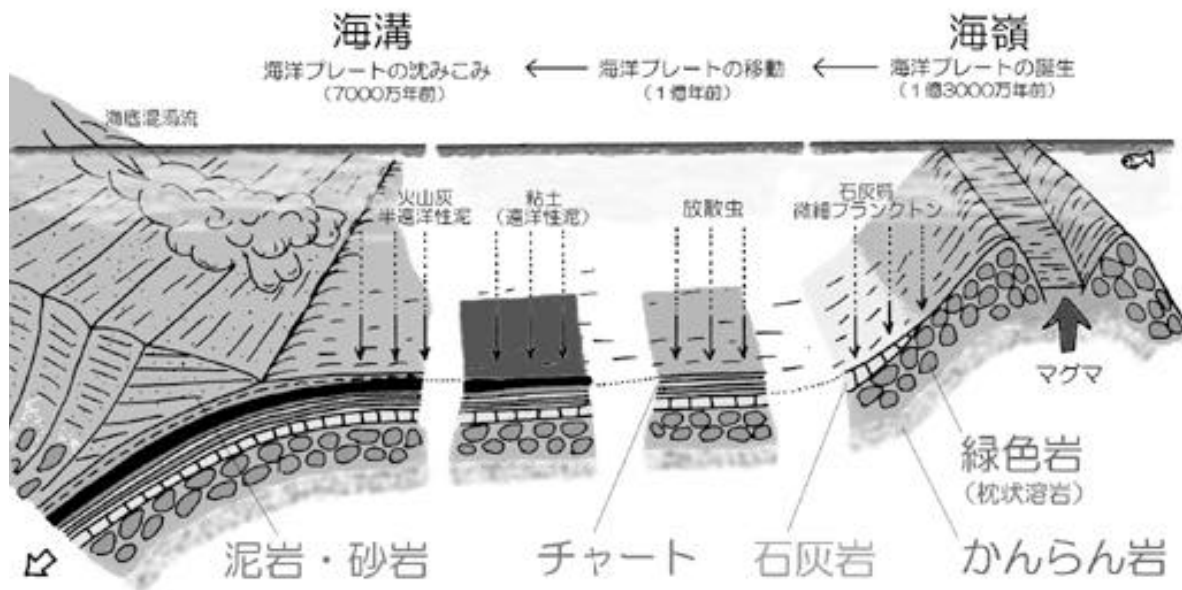


図1.8 付加体 (平, 1990、斎藤, 1992を改変)

呼ばれます。陸地から海へ流れ込んだ砂や泥は、いったん浅いところにたまります。プレートが潜り込んでいる地域では、プレート境界型の大地震がほぼ同じリズムでくり返し発生します。地震発生時には海底土石流が発生し、砂や泥が深い海底へ運ばれ、遠洋性岩石の上に堆積します。こうしてみると、地震も日本列島の土台造りに重要な働きをしていますね。

潜り込み直前の海洋プレートでは、遠くで生まれた岩石から近くでたまった堆積物へと、下から上へ順々に重なっています。岩石の年代も、遠くから来たものほど古く、近くのものほど新しいのです。

図1.8は、四万十帯の例です。付加したのは7000万年前、これを“付加体の年代”とします。海溝性の泥岩や砂岩も同じ年代です。いちばん遠くから来た緑色岩や石灰岩は、それより6000万年も前のものです。四万十帯は、はじめに四国でよく研究されました。赤石山脈主稜線は四万十帯の岩石でできています。

新しい付加体や陸地の破片が次々と加わることで、大陸は海の方へ成長していきます。日本列島の大部分は、この大陸のへりに成長した付加体が土台になっています。

図1.8-2を見てみましょう。

いちばんアジア大陸に近い^{おき}隠岐 - ^{ひだ}飛騨帯は、もともと揚子大陸の一部だったと考えられています。

次の^{さんぐん}飛騨外縁帯、^{さんぐん}三郡 - 飛騨外縁 - 上越帯は、古生代の終わり頃から中生代三

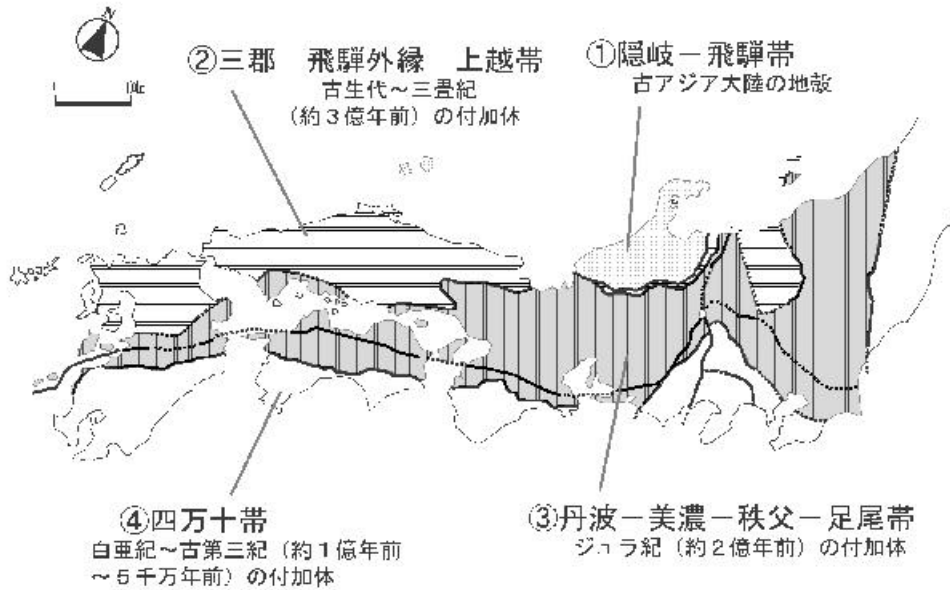


図 1 . 8 - 2 西南日本の大陸地殻と付加体

畳紀にかけての付加体です。秋吉台の石灰岩は、付加体に取りこまれた石炭紀～ペルム紀のサンゴ礁です。

日本列島の中軸部はジュラ紀の付加体です。丹波 - 美濃 - ^{ちちぶ}秩父 - ^{あしお}足尾帯とがそうです。木曾山脈から赤石山脈の中腹までの岩石は、もとはジュラ紀の付加体の岩石です。

日本列島のいちばん太平洋に近い部分の土台は、白亜紀～古第三紀の付加体で、四万十帯といいます。赤石山脈の主稜線から静岡県側は四万十帯の付加体の岩石でできています。

1 . 9 火成作用

もう一つ、日本列島の骨組みを造ってきた働きとして“火成作用”があります。火成作用とは、地下で岩石が融けてできたマグマが、浅いところへ入り込んだり、地表に噴き出すことです。

日本列島はそこら中でたくさん火山が噴いていますから、地球の中は溶けていると思っている方が多いですけれども、地球の中は中心部のごく一部をのぞいて固体です。温度が高くて圧力も高いから融けません。ただ高温のため、少し柔らかいので、ゆっくりと固体のまま対流しています。マグマが生じるのは、地球の半径6500キロメートルから見れば表層の100～200キロメートルより浅い、特別

な条件の場所に限られています。

海洋プレートが大陸プレートの下に沈み込んでいる場所では、水を含んだ海洋プレートが深さ100キロメートルほどのところまで沈み込むと、そのすぐ上の高温の岩石の一部が融けて、マグマができます。このマグマが上がってきますと、途中の岩も融かしていきます。岩石が融けるといっても、融けやすい成分だけが融け出すので、融ける前の岩石とは成分がちがうマグマができます。マグマどうしが混ざることもあります。それらが冷え固まると、いろいろな種類の火成岩ができます。

海のプレートがある深さまで沈み込んだところでマグマが生じますから、マグマができる場所は、海溝からある距離だけ内陸に入ったところに、海溝と平行に連なることとなります。こうしてマグマが地表に噴き出す火山帯ができます。火山帯の位置は、海のプレートの沈み込み速度や方向や、若く暖かいプレートか古くて冷えたプレートかというような条件のちがいにより、時代によって変わっていきます。

火山帯の下では、マグマがゆっくり冷え固まって深成岩ができます。プレート沈み込み帯では、火山岩としては安山岩あんざんがんが代表的です。安山岩とは、アンデス山脈の岩という意味です。深成岩としては花崗岩かこうがんが代表的です。

こうして、日本列島の土台である付加体の一部は、いろいろな時代の火成岩に置き換わっていきます。

木曾山脈や伊那山地の花崗岩は、白亜紀の1億～8000万年前のものです。当時の火山帯の地下10キロメートル付近が露出しています。マグマに入られたのはジュラ紀の付加体です。こちらは、高温型の変成岩になっています。

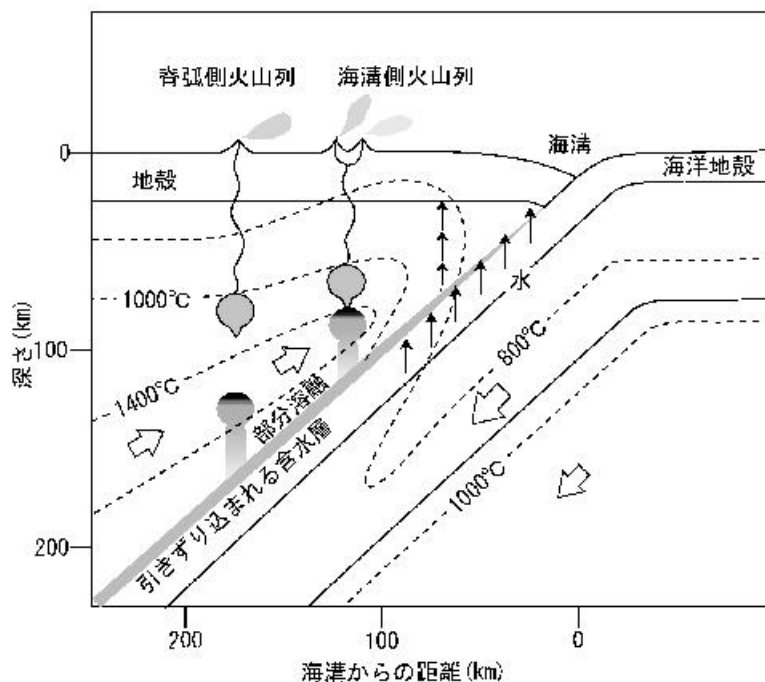


図1.9 プレート沈み込み帯におけるマグマの発生 (巽, 1995を改変)

1.10 広域変成作用

広域変成作用も、日本列島の骨組みを作り変えてきた働きのひとつです。

地下の岩石が、地下深くへ移動したり、近くに大量にマグマが上がってきて、それまでより高い温度になることがあります。融けてしまえば火成岩になりますが、融けない程度の温度でも、固体のまま元素がゆっくり移動して、鉱物が変わります。これを変成作用といいます。変成を受けて鉱物の組み合わせが変わった岩石を変成岩といいます。もとの岩石が同じでも、温度のちがいのほか圧力のちがいによっても、別な種類の変成岩ができます。

圧力とは、地下のある場所で、その上にある岩石の重さです。つまり圧力のちがいとは、岩石が位置した深さのちがいです。温度も深くなるほど高くなっていきますが、冷たい海のプレートが沈み込んでいるそばでは深さのわりに温度が低く（低温高圧）、熱いマグマが上がってくる火山帯の下では浅いわりに温度が高く（高温低圧）なります。

低温高圧変成岩では、変成作用で生じた鉱物が、強い圧力で平べったく成長し、はがれやすい片理面へんりを作っています。片理面が発達した変成岩を、結晶片岩けつしょうへんがんとといいます。赤石山脈の中央構造線にいちばん近い部分は、ジュラ紀の付加体が白亜紀に大規模な変成を受けた低温高圧変成帯です。この低温高圧変成帯は、三波川帯さんばがわたいとといいます。

高温低圧変成岩では、黒っぽい変成鉱物と無色の変成鉱物が縞々を作っています。縞々が発達した変成岩を片麻岩へんまがんとといいます。木曾山脈や伊那山地のジュラ紀

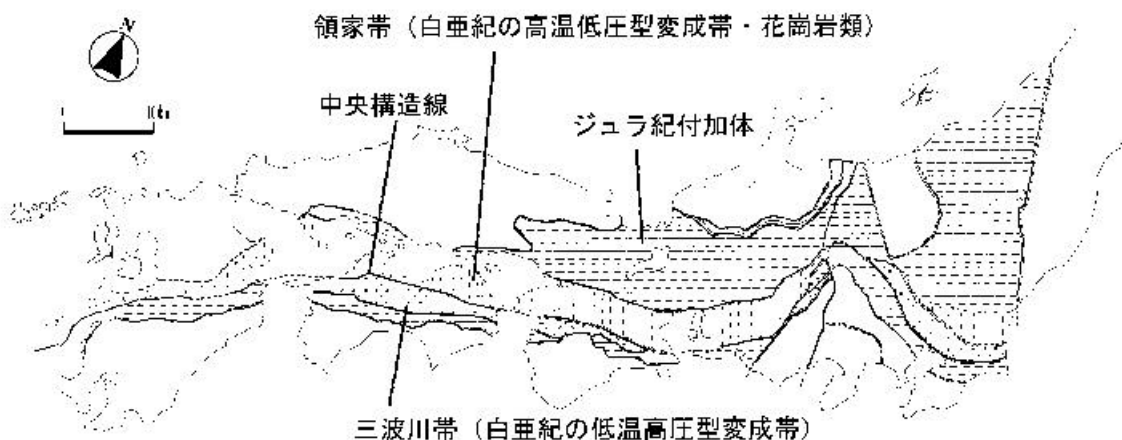


図1.10 ジュラ紀付加体に生じた白亜紀の広域変成帯

の付加体の岩石は、白亜紀に温度が高い場所に位置し、高温低圧変成帯になって
 います。この高温低圧変成帯は領家帯りょうけたいといひます。領家帯には、白亜紀の花崗
 岩が大量に入っています。

いまは、三波川帯と領家帯は、中央構造線を境に接しています。

1.11 4列の地質帯が並ぶ伊那山地～赤石山脈

赤石山脈は、中央構造線沿いは三波川帯、中腹は秩父帯、主稜線と静岡県側は
 四万十帯に属します。伊那山地は領家帯に属します。

長谷村と大鹿村では、西南日本の7列ある地質帯のうち4列が、村の中を通っ
 ているのです。このような場所は、日本列島の中で、ほかにはありません。

これらの地質帯はほぼ南北に並んでいます。赤石山脈の水系が南北方向に発達
 しているのは、そのせいです。

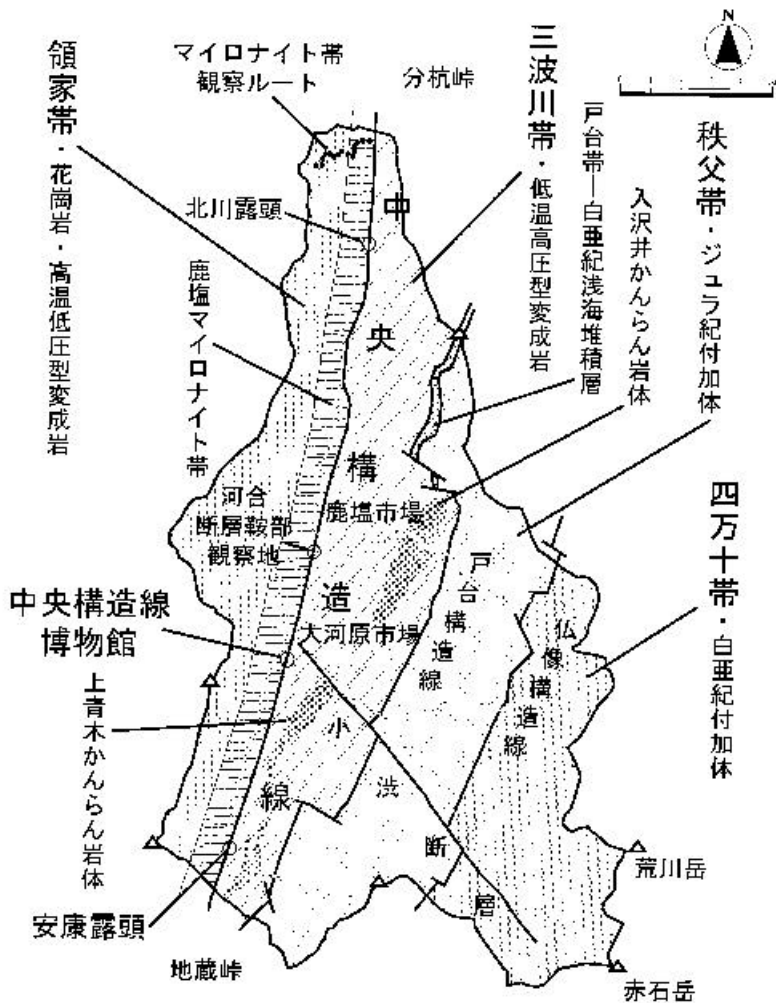


図1.11 大鹿村地質図

1.12 変成の場

高温低圧型変成帯である領家帯と、低温高圧型変成帯である三波川帯は、1億年前の白亜紀に、温度も圧力もちがう変成作用を受けました。そのときには別々な場所にあったわけです。

低温高圧の場は潜り込んだプレート境界の近くです。三波川帯の岩石は、海溝から内陸側に30キロメートルほど入ったところの深さ15～30キロメートル付近にあったと考えられています。

高温低圧の場は、熱いマグマが上がっている場所です。領家帯の岩石は、大陸の中へ100キロメートル以上入った火山帯の下に近い場所の、深さ10キロメートル付近にあったと考えられています。もっと浅い場所だと岩体全体が変成作用を受けるほど温度が上がらず、マグマに触れた部分だけが“接触変成岩”になります。

1億～8000万年前の領家花崗岩は、中央構造線の北側、茨城県の筑波山^{つくばさん}、下仁田北方、木曾山脈や伊那山地 - 奥三河 - 鈴鹿山地^{ございしよやま}の御在所山 - 淡路島 - 瀬戸内海 - 大分県の国東半島^{くにさきはんとう}に広く頭を出しています。領家変成岩は、上伊那北部や三河湾の近くにまとまった岩体が出ています。

反対側の三波川帯はどうでしょうか。三波川帯には遠洋性の緑色岩や、緑色岩が結晶片岩になった緑色片岩、泥岩が結晶片岩になった黒色片岩が目立ちます。これらの岩石は、地表では埼玉県^{ながとろ}の長瀨 - 群馬県の三波川 - 赤石山脈 - 渥美半島

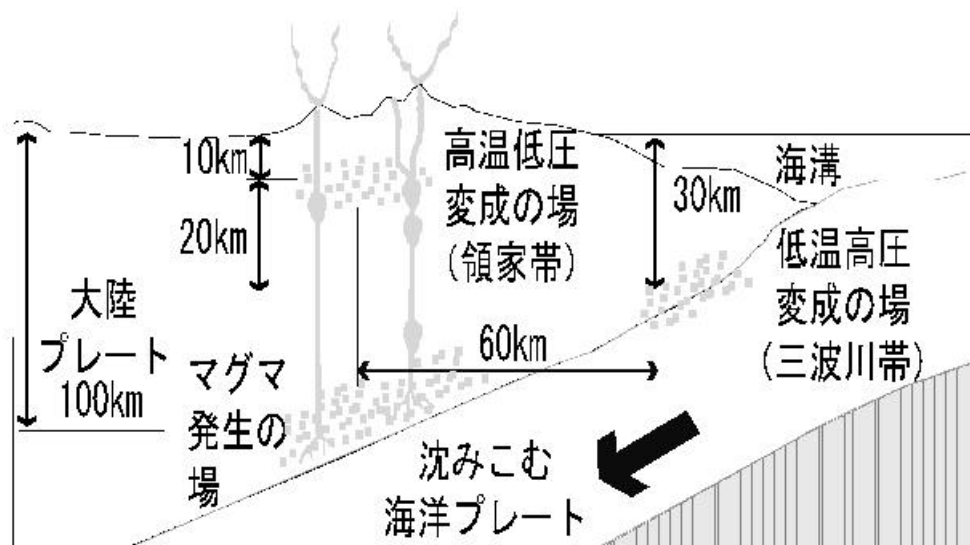


図1.12 領家帯と三波川帯の変成の場

北岸 - 伊勢の夫婦岩 - 和歌浦 - 大歩危^{おおほけ} - 別子^{べっし} - 佐田岬 - 佐賀関半島へずっとつづいていきます。

白亜紀に数10キロメートルも離れていた領家帯の岩石と三波川帯の岩石が、その後、接するようになりました。その両者を隣り合わせた断層が中央構造線です。関東から九州まで1000キロメートルの長さにわたり、中間の幅数10キロメートルの部分が失われ、領家帯と三波川帯が接しています。

1.13 中央構造線は領家帯と三波川帯の境界断層

領家帯と三波川帯が接する前にも、中央構造線の元になる断層があったと考えられています。また、領家帯と三波川帯が接した後にも、現在の活断層にいたるまで、中央構造線の古傷を利用した新しい断層活動が起きています。活動の時代が異なると、断層がずれる方向が変わりますし、断層の位置も少し変わることもあります。そこで、どの断層を中央構造線と呼ぶかということを決めておかないと混乱が生じます。普通は、領家帯の岩石と三波川帯の岩石の境界になっている断層を中央構造線と呼びます。ここでは、意味をはっきりさせるために“地質境界としての中央構造線”と呼ぶようにしましょう。

じつは、領家帯と三波川帯がいつ、どのように接したか、つまり地質境界としての中央構造線が、いつ、どのようにできたかという肝心なことがよく分かっていないのですね。

もともと領家帯の岩石と三波川帯の岩石がどのくらい離れていたかということも、領家花崗岩のマグマがまっすぐ上昇したのか、太平洋側に向かって斜めに上昇したのかで変わってしまいます。

両者を出会わせた断層活動については、400キロメートルにおよぶ左横ずれによるという考え方がありました。最近では、まず水平に近い逆断層で領家帯の岩石が太平洋側に向かって押しつぶせるように動いていき、次に垂直に近い逆断層で三波川帯の岩石が上昇して接するようになったという2段階の考え方が提案されています。

地質境界としての中央構造線ができあがった時期についても、白亜紀末から新第三紀の日本海拡大の時というものまで、いくつかの考えがあります。いちおう白亜紀の花崗岩が冷えた後で新第三紀の日本海の拡大前ということで、古第三紀

の数千万年前あたりが妥当な気がしますが、私はもっと勉強しなければなりません。

1.14 いろいろな断層

ここで、ずれ方による断層の分け方を説明しましょう。

正断層

引っ張られてすべり落ちるような断層です。断層を動かす主な力は重力そのものです。あとで述べる、フォッサマグナができたときの糸魚川 - 静岡構造線いといがわがそうです。ただし、現在の糸魚川 - 静岡構造線沿いの活断層は、正断層ではありません。

逆断層

押されてのし上げるような断層です。岩盤を横から押す力が、重力に打ち勝って岩盤を押し上げます。伊那谷断層帯は逆断層です。木曾山脈が伊那盆地にのし上げています。

横ずれ断層

岩盤を押す力がかったとき、押す力の向きに斜めに断層ができると、横にずれます。向こう側の岩盤が左にずれるものを左横ずれ断層、右にずれるものを右

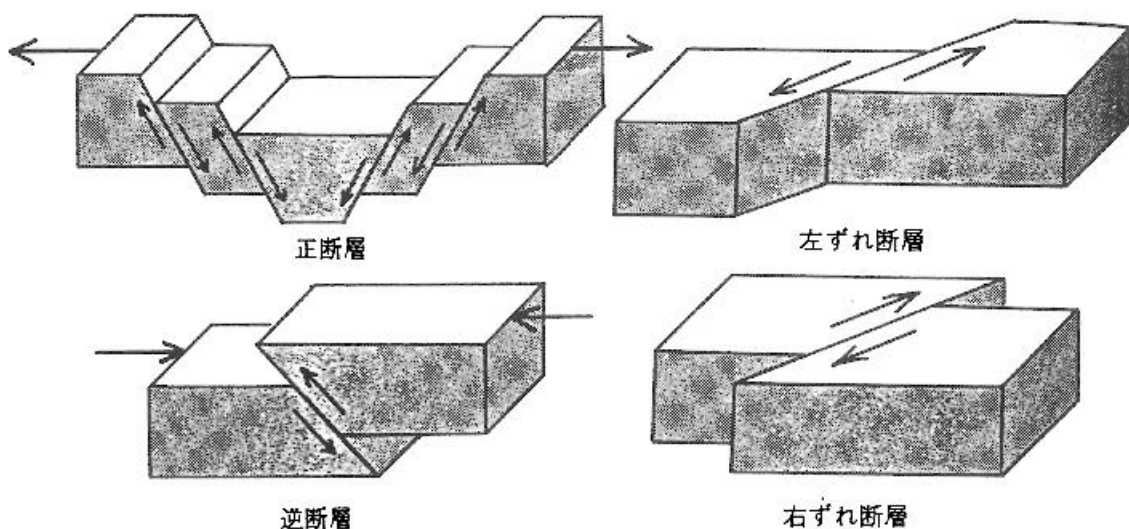


図 1.14 いろいろな断層と加わる力の模式図 (斎藤, 1992)

横ずれ断層とといいます。諏訪湖付近の糸魚川 - 静岡構造線沿いの活断層は左横ずれ断層、四国～和歌山の中央構造線沿いの活断層は右横ずれ断層です。

実際には、完全に垂直に動く断層や、完全に水平に動く断層はありません。どちらの向きのずれが大きいかで呼び方が決まります。1995年の兵庫県南部地震のとき、淡路島の地表にあらわれた断層は、淡路島側がのし上がるとともに右横ずれに動きましたが、横ずれのほうが大きかったので「南東上がりの逆断層成分を持つ右横ずれ断層」というように言います。

1.15 中央構造線の前になった断層

地質境界としての中央構造線の前にも、大きな断層があったと考えられています。それを“中央構造線に先立つ断層”と呼びましょう。

中央構造線に先立つ大断層ができたのは、今から1億年前頃の中生代白亜紀です。その頃の日本列島はまだ大陸の一部でした。日本列島の元は、いまのように逆“く”の字に曲がっていません。フィリピン海プレートもまだ生まれていません。アジア大陸の東の縁のプレート境界は、北北東から南南西へまっすぐに伸びていました。

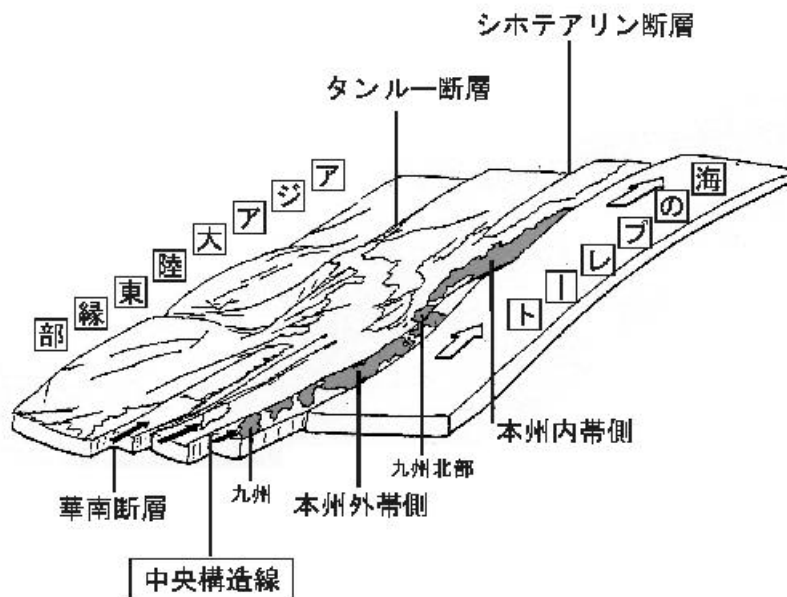


図 1.15 アジア大陸の東縁にできた横ずれ断層群 (松島, 1993)

白亜紀には、太平洋のプレートは北向きに、今よりも速いスピードで沈み込んでいました。そのためアジア大陸の東の部分は、海のプレートの北向きの動きに引きずられ、北へ北へと動かされました。いまの遼東半島北岸から山東半島の付け根に続くタンルー断層をはじめ、中国大陸から日本列島にかけて、何列もの大断層が生まれ、それぞれプレート境界に近い東側が北に動いていきました。大陸側から見ると、プレート境界に近い側が左に動いて見えるので、このような動き方を“左横ずれ”と言います。一説では、この白亜紀の左横ずれ大断層群のひとつが、後の中央構造線のもとになったと考えられています。

白亜紀の終わり頃の断層の痕跡が、領家帯側の中央構造線沿いの岩石に残されています。鹿塩マイロナイトという断層岩です。

1.16 いろいろな断層岩

断層のずれを受けて変形や変質を受けた岩石を“断層岩”と言います。内陸の断層では、断層帯の深さは約20キロメートルあります。それより深いところでは温度が500℃を越えるため、岩石が変形しやすくなり、ズルズルと変形してしまいます。このような場所では岩盤にバネを押し縮めたときのような“ひずみ”のエネルギーがたまらないため、地震を起こすような急激な断層活動は起こらなくなります。

地表から深さ20キロメートルの間でも、深い方に向かって温度も圧力も高くなるため、岩石の性質が変わります。そのため、ちがう種類の断層岩ができます。

断層ガウジと断層角礫

地表近くでは、岩石は冷たく硬いため、砕かれてバラバラになり“断層角礫”や“断層ガウジ”になります。粉碎された部分が水と反応して断層粘土ができることもあります。岩のかけらが30%以上残っているものを断層角礫、30%以下のものを断層ガウジと言います。両方あわせて“ガウジ帯”と言います。ガウジ帯の幅は、この地域の中央構造線沿いでは数メートルです。

カタクレーサイト

中間の地下10キロメートル付近では、圧力が高いため、砕かれた岩片は固まり“カタクレーサイト(破碎岩)”になります。ミシミシとずれるので、ずれの量

は少ないのですが、そのかわり広い幅でずれて、断層帯全体としてのずれの量をまかいません。カタクレーサイト帯の幅は、この地域の中央構造線沿いでは200メートル程度です。

シュードタキライト

ずれによる摩擦熱で岩石が融けてできた断層岩をシュードタキライトといいます。かなり深く圧力が大きいところで、幅数ミリメートル～数センチメートルが一気に高速でずれたときにできると考えられます。これは地震の化石そのものです。

マイロナイト

地下10～15キロメートルでは、温度は300～450℃になります。これはすでに元素が移動しやすくなり、弱い変成作用が起こる温度です。普通の変成作用では、新しく生じた変成鉱物は、だんだん大きく成長していきます。けれどもマイロナイトでは、強いずれのために元素の並びがねじられて、小さい結晶の集まりに変わっていきます。これは碎かれるのではなく、元素の移動によって細胞分裂するように小さい結晶の集まりに変わるのです。分類法のひとつでは、そのようにして細くなった結晶の直径が20～100ミクロンのものをマイロナイトとします。変形が強いと結晶の直径はもっと細くなり、ウルトラマイロナイトになります。

細かい結晶の集合体はずれの方向に伸びるので、岩石全体としても壊れることなく変形していきます。

このとき、石英や黒雲母は低めの温度でこのような変形が起こりますが、長石はやや高めの温度でないとこのような変形をしません。350℃ぐらいの温度では、もとの岩石が花崗岩のように大粒の石英と長石からできているような場合、石英は細かい結晶の集合体になりますが、長石は大粒のまま残ったマイロナイトができます。この長石粒子のような、もとの岩石から残った大きめの結晶粒子をポーフィロクラストといいます。ポーフィロクラストも回転しながら外周から成分が失われ、丸くなっています。細粒石英集合体の伸び方や長石粒子の回転の向きから、ずれの方向が分かります。

マイロナイトの変形は、結晶の中で元素の並び方が少しずつずれていく変形ですから、非常に小さいものです。そのかわり、マイロナイト帯の幅は広くなりま

す。中央構造線沿いのマイロナイトは領家帯側にしかありません。その幅は1000メートル程度です。

マイロナイト変形は、非常にゆっくりしたものですから、地震と地震の間の深いところでのゆっくりとした変形をまかなっているのかもしれませんが。マイロナイト変形と、その上のカタクレーサイト変形との境界付近に、地震発生の鍵があると考えられています。

1.17 鹿塩マイロナイト

中央構造線沿いの、長石ポーフィロクラストが目立つマイロナイトを、とくに大鹿の地名を取って“鹿塩マイロナイト”と呼んでいます。細かい鉱物でできた^ち地の部分には黒雲母が混ざってやや黒っぽくなっていることが多く、黒っぽい地に、回転して丸くなった白い長石粒が点在しているような見かけになっています。

鹿塩マイロナイトができたのは白亜紀の終わり頃です。深いところでできたマイロナイトが、その後何回も起こった地殻変動で上昇し地表に露出しています。つまり、断層深部の様子を見せてくれています。

鹿塩マイロナイトに残されたずれの方向は、プレート境界の海溝に近い側が北へ動いていった左横ずれを示しています。これは、白亜紀東アジアの大規模横ずれ断層群のずれ方と合っています。

ただし、いまはマイロナイトの断層面は垂直に立っていますが、これは後にまくれあがったもので、もともとは水平だったという考えもあります。この場合は、下側が北へ動いていったことになります。

領家帯のマイロナイトは、地質境界としての中央構造線の前にできたものです。領家帯のマイロナイト帯の一部は、地質境界としての中央構造線の活動で失われたと考えられます。

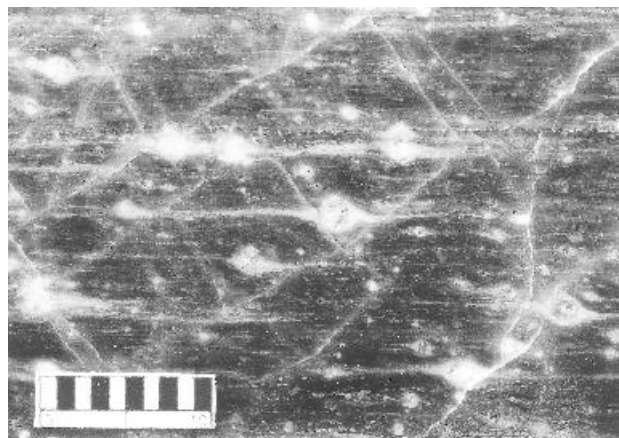


図1.17 大鹿村鹿塩北川産マイロナイトの研磨標本
(スケール=1センチメートル)

1.18 フォッサマグナと糸魚川 - 静岡構造線

中央構造線と糸魚川 - 静岡構造線はよく混同されています。まったくまちがえていることもあるし、西から中央構造線を追ってきた人も、諏訪湖から先は糸魚川 - 静岡構造線につなげて松本の方へ延ばしたりします。中央構造線は関東平野の下に続きます。

糸魚川 - 静岡構造線そのものの位置もよくまちがわれます。新潟県糸魚川市から大町～松本～諏訪湖を^{こぶちざわ}通って小淵沢までは良いのですが、ここから富士川沿いにたどりがちです。そうすると静岡市へ行かず、富士市へ行ってしまいます。本当の糸魚川 - 静岡構造線は、^{やしやじんとうげ}夜叉神峠から早川に入り、ほぼ安倍川沿いに静岡市へ抜けます。

もうひとつ、よくあるのが糸魚川 - 静岡構造線とフォッサマグナの混同です。フォッサマグナは断層ではなく、広い地域をさします。フォッサマグナとは「大きな溝」という意味です。フォッサマグナ地域の西の境界が糸魚川 - 静岡構造線です。

新第三紀の1500万年前頃、日本列島が大陸から離れました。東北日本は左回転、西南日本は右回転をし、その裏側に日本海ができました。ちょうど観音開きのように開いた日本列島が折れ曲がっている部分は、そのときに引っ張りの力が働いて落ち込んでいきました。その地域がフォッサマグナです。

フォッサマグナ地域は海になり、周囲から流れ込んだ礫・砂・泥や、火山噴出物で埋まっていきました。ところが、その下の岩盤は沈降し続けていましたから、堆積物はどんどん厚くなっていきました。結局、沈降した深さ分の厚さの地層がたまることになります。このような、堆積物の受け皿を“^{たいせきぼん}堆積盆”といいます。信越地方では、フォッサマグナの地層の厚さは5000～10000メートルもあります。長野県では長野市や上田市をはじめとした東半分、ちょうど県の面積の半分がフォッサマグナ地域になります。そこでは、貝などの海の生き物の化石がたくさん見つかります。クジラの化石も見つかっています。

フォッサマグナ地域では、この伊那の方で見られる、恐竜の時代の古い岩石は新しい地層の下に埋まっていますから、ほとんど見ることはできません。中央構造線の両側の岩石を見ることはできません。

図1.18

フォッサマグナ

(山下 昇ほか, 1995に
関東平野下の中央構造線
を加筆)

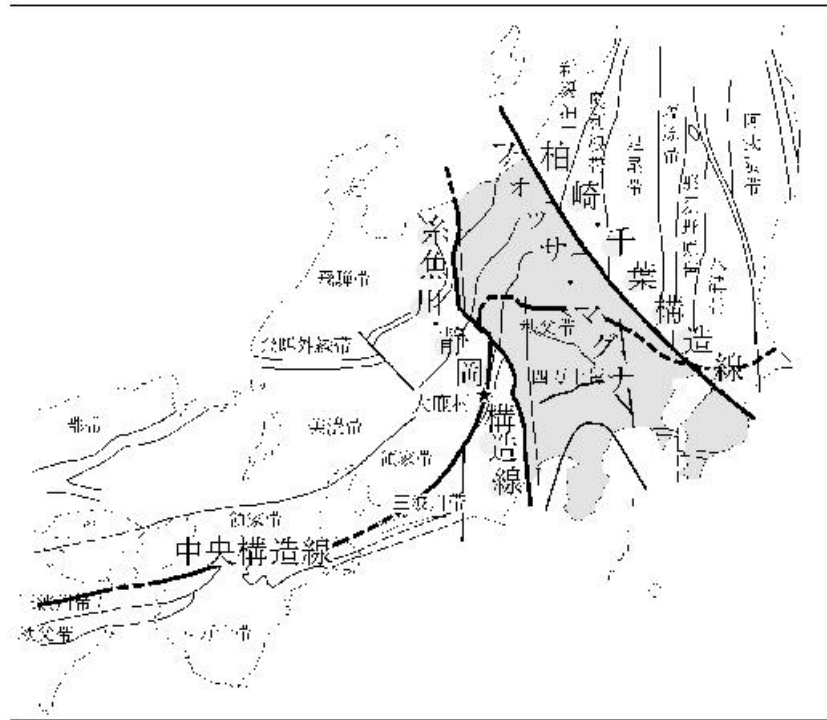
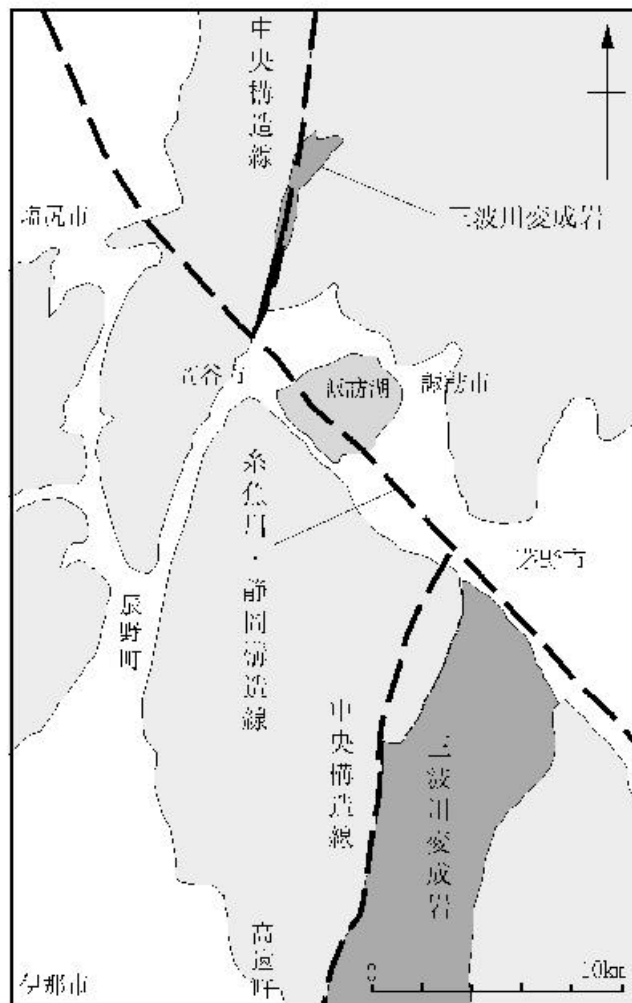


図1.18-2

糸静線活断層系による中
央構造線のくいちがい
(山下 昇ほか, 1995)



フォッサマグナの西のへりで、東側のフォッサマグナ地域が滑り落ちていった正断層が糸魚川 - 静岡構造線です。したがって糸魚川 - 静岡構造線は、西側の古い骨組みを造る岩石と、東側の新第三紀の海の地層との境界です。

フォッサマグナ地域の東の端は新しい地層や火山の下になって見えませんが、新潟県の柏崎から関東の銚子^{ちようし}が千葉へ抜ける線が有力です。

ところが、諏訪湖北岸の岡谷^{おかや}の横河川上流には、糸魚川 - 静岡構造線の東側のフォッサマグナ地域であるにもかかわらず、わずかですが三波川帯の結晶片岩や蛇紋岩が出ています。そこで、横河川が中央構造線の続きだろうと考えられています。諏訪湖の南側では杖突峠から諏訪大社前宮へ下る線が中央構造線だと考えられているので、茅野^{ちの}から岡谷まで12キロメートルのくいちがいが生じていることとなります。

これは糸魚川 - 静岡構造線の古傷を利用した現在の断層活動によるものです。この横ずれが諏訪湖を造ってきました。

1.19 フィリピン海プレートの誕生と伊豆丹沢多重衝突体

ところで、古第三紀の後半に、太平洋側で大きな変化が occurred。フィリピン海プレートの誕生です。およそ4000万年前に、九州の南から南方へ続く新しいプレート沈みこみ境界ができました。そこでは東側から太平洋プレートが潜り込んで、海溝の西側に海底山脈ができました。このような、プレート沈み込み帯にできる山脈で、背後に海がある場合を“島弧^{とうこ}”といいますので、この山脈を“伊豆 - 小笠原弧”と呼んでいます。

やがて伊豆 - 小笠原島弧は中心線で割れて、東の伊豆 - 小笠原弧と、西の九州 - パラオ弧に分かれました。割れ目は広がって四国海盆になりました。四国海盆の拡大とともに、伊豆 - 小笠原弧は東へ移動し、日本列島が南下した1500万年前には、ほぼ現在の位置に来ていました。

伊豆 - 小笠原弧を載せたフィリピン海プレートは北西へ移動し西南日本の下へ潜り込んできました。したがって、伊豆 - 小笠原弧も北上して日本列島と衝突してきました。島弧は海洋プレート本体よりも軽いため、日本列島の下に潜り込まず、日本列島の中に取り込まれてきました。いま衝突しているのは伊豆半島です。その前に衝突して取りこまれたのは、いまの丹沢山地^{たんざわ}の岩体。その前は甲府

盆地南方の御坂山地^{みさか}の岩体。その前は甲府盆地西方の櫛形山地^{くしがた}の岩体が衝突しました。櫛形山地の岩体が衝突したのは、日本列島が南下したところです。南部フォッサマグナでは、この伊豆 - 小笠原弧の衝突と取りこみが繰り返されてきました。こうして南から来て西南日本の一部になった地域を“多重衝突帯”とっています。

現在の地形を見ると、赤石山脈と関東山地が、伊豆半島の北方を回り込むように“ハ”の字型に向き合っています。これはインド大陸がアジア大陸に衝突し、ヒンズークシ山脈とヒマラヤ山脈を押し上げている姿のミニチュア版です。

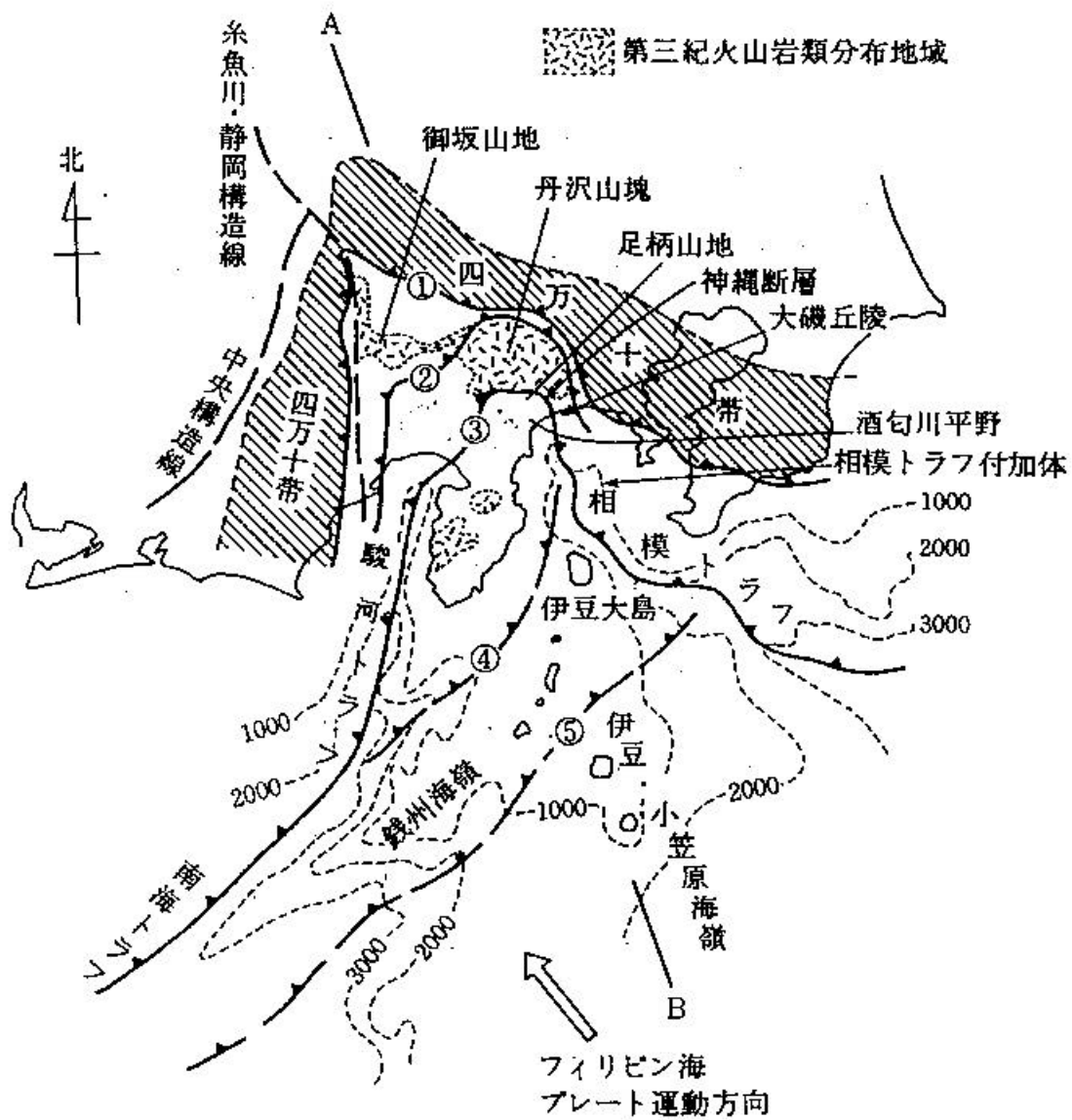


図1.19 伊豆丹沢多重衝突帯 (平 朝彦, 1990)

1.20 赤石 - 関東の屈曲と赤石構造線

“八”の字型に向き合っているのは現在の地形だけではありません。日本列島の骨組みそのものが、大きく曲がっています。西南日本の地質帯の方向が赤石山脈では南北方向になり、多重衝突帯の北を回りこんで、関東山地では北西 - 南東方向になり、関東平野の下でもとの東西方向に戻っています。

ここで、もういちど人工衛星画像を見てみましょう。中央構造線は豊川沿いから少しずつ方向を変え、水窪付近からほとんど南北になります。ここで水窪川は南へまっすぐに流れて天竜川と合流します。天竜川もそのまま南へまっすぐに流れて行きます。逆に、天竜川河口から天竜川と水窪川の川筋をまっすぐ北へのぼすと、赤石山脈と伊那山地の間の中央構造線にそのままつながっていきますね。この谷を利用したのが秋葉街道です。いまは、浜松と茅野を結ぶ国道152号線になっています。国道として未開通の区間が2カ所ありますが、赤石山脈よりをまわるルートが国道がわりになっています。一部大型車が通れない区間があります。地蔵峠と分杭峠は、冬季通行止めになります。

ここには赤石構造線あるいは赤石構造帯という弱線部があります。構造帯というのは、西側の赤石裂線（あるいは水窪 - 赤石裂線）と、東側の光明断層（あるいは遠山 - 赤石裂線）の2本の断層にはさまれた幅数キロメートルの地帯だからです。この中には、新第三紀の日本列島が南下したころと同じ時代の、海の地層がところどころにはさみこまれています。

赤石構造線を境に、三波川帯・秩父帯・四万十帯のならばが、東側が北へ動いて50キロメートル（あるいは60キロメートル）くいちがっています。この横ずれによって構造帯の中が落ち込み、地層がたまつたと考えられています。

日本列島が南下したときには、北上する伊豆 - 小笠原弧と激しく衝突しました。そのため、西南日本の骨組みは急速に曲げられていきました。そのときに中央構造線から分岐して赤石構造線が生じました。水窪から北の中央構造線と赤石構造線が一体となって、東側が北へずれ動いていきました。

この日本海の拡大にともなう、この地域の中央構造線の再活動を、“赤石時階”の活動といっています。

1.21 古傷を使った現在の活動

中央構造線の古傷を使って、いまもいろいろな場所で現在の断層の活動があります。いつ頃から今と同じ変動が始まったと考えるかといいますと、『新編日本の活断層』という本では200万年前を採用しています。今私たちが見ている山脈と盆地というような大きな地形は、この200万年間に形作られてきました。しかし、その200万年間でも変動の様子にいくらかの変化があるので、50万年を基準にしている本もあります。

その位置は、地質境界としての中央構造線から数キロメートル離れている場合もあります。これを、中央構造線活断層系といいます。

“活断層”については、いくつかの誤解があります。いつもズルズルと動いているわけではありません。地表の断層が地震を起こすわけでもありません。地表に活断層がある場所の下では必ず地震が起こります。けれども地震のたびに必ず地表の活断層が動くわけでもありません。もちろん、地表に活断層が見られない場所でも地震は起こります。

まず、日本列島のどこで地震が発生しているのか、立体的に見てみましょう。

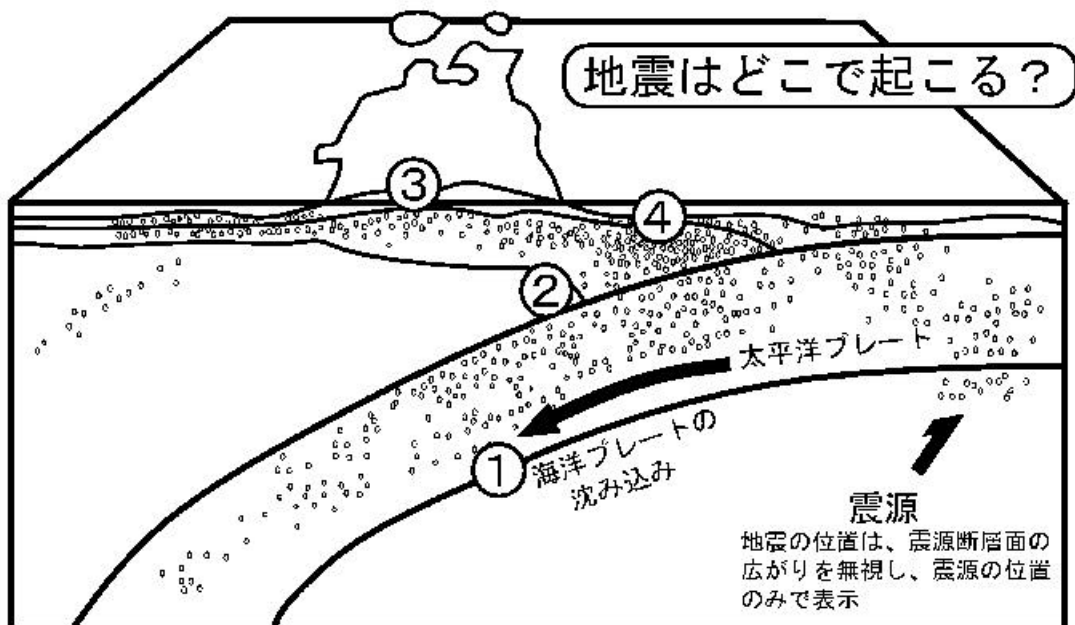


図1.21 地震はどこで起こる？

は、沈み込んだ海洋プレートの中で起こる地震。沈み込んだ海洋プレートを“スラブ”というので、このタイプの地震を“スラブ内地震”といいます。最近では2001年に瀬戸内海の下60キロメートル付近で起こった芸予地震^{げいよ}があります。

は、海洋プレートと日本列島のプレートがかみ合っている部分で起こる“プレート境界型地震”。三陸沖地震・関東地震・東海地震・南海地震などがこのタイプ。同じ場所でのくりかえし発生間隔が100～200年と短く、規模も大きい地震です。次の東海地震では、静岡県の下に広がる9000平方キロメートルのプレート境界面が動くと考えられています。深さは、浅い海側で10キロメートル、深い陸側で30キロメートルです。

は、日本列島のプレート表層で起こる地震。深さ20キロメートルより浅いところで発生するので、“日本列島の上部地殻の地震”といいます。最近では、1984年の長野県西部地震・1995年の兵庫県南部地震・2000年の鳥取県西部地震があります。規模はプレート境界地震よりも小さいのですが、震源断層の深さが浅いため、直上では大きな被害が生じます。

も日本列島の地殻の地震ですが、冷たい海洋プレートが沈みこんでいるそばでは、あらゆる深さで地震が起こります。

活断層と関係があるのは、 と の“日本列島の地殻上部の地震”だけです。の場合は、浅いものに限ります。

ある地震の原因となった地下の断層のずれ動いた部分を、その地震の震源断層面といいます。地殻上部の地震で、震源断層面の大きさが大きい場合、その一部が地表にあらわれることがあります。これを地表地震断層といいます。長野県西部地震や鳥取県西部地震では、地表地震断層はあらわれませんでした。兵庫県南部地震では、淡路島に地表地震断層があらわれました。

なお、地表まで震源断層面が続いているような場合でも、地震エネルギーのほとんどは、深い部分（最新の研究ではおよそ4～17キロメートル）から放出されます。

地表地震断層が同じ場所にくりかえしあらわれると、地形や地層のくいちがいがだんだん大きくなっていきます。逆に、地形や地層がくり返しずらされてきたことが分かれば、そこに地表地震断層がくりかえしあらわれたことが分かります。そこで、新しい地形や地層をくり返しずらしている断層を活断層と認定しま

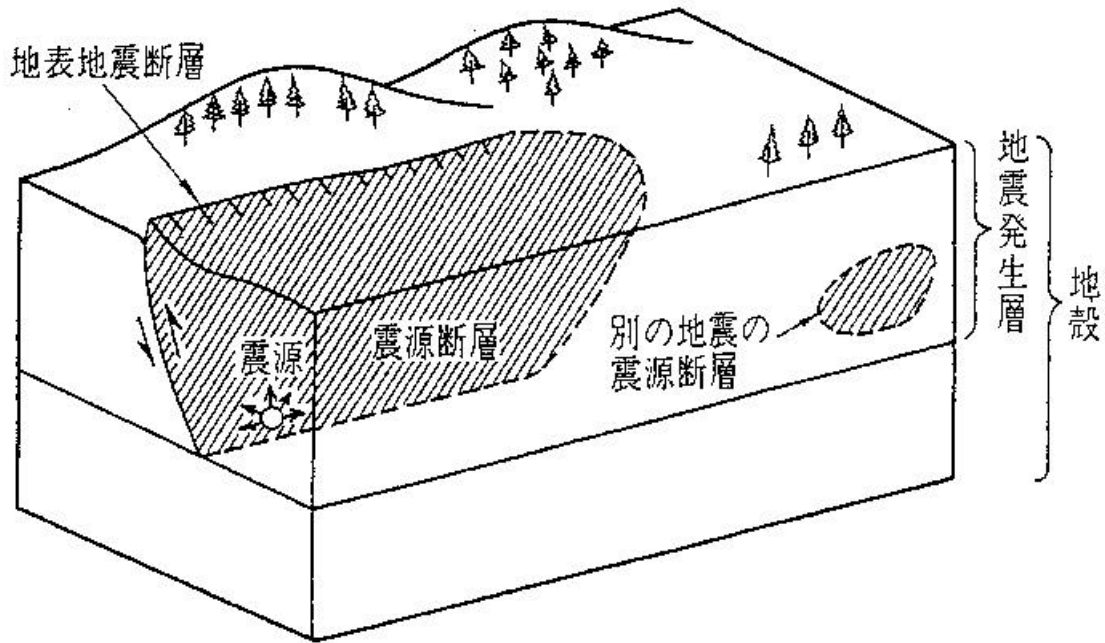


図1.21-2 震源断層面と地表地震断層（島崎，2000）

す。活断層があれば、将来その下で地震が発生することは確実です。

淡路島や六甲山地には、このような活断層が何列もあり、地震の発生が予測されていました。1995年の兵庫県南部地震の場合、地表地震断層は、淡路島西岸の野島断層沿いにあらわれました。けれども淡路島東岸の活断層や六甲の活断層には、地表地震断層はあらわれませんでした。

とりわけ震源断層が神戸の地下まで広がっていたことが地震波の観測で明らかになっているにもかかわらず、六甲の活断層にずれが見られなかったことは重要な意味があります。地表付近の活断層に残された地形や地層のずれは、地表地震断層の出現の歴史をあらわしていますが、そこでの地震発生史のすべてをあらわしてはいないことを示しているからです。ところが、活断層帯のいままでの地震発生予測は、活断層にずれの記録が残されたものだけを、その場所での大地震発生史として扱ってきました。

もうひとつ重要なことは、長野県西部地震や鳥取県西部地震は活断層が見られない場所で発生したことです。地表地震断層もあらわれませんでした。長野県西部地震（マグニチュード6.8）程度の規模の地震では、地表地震断層があらわれないのが普通です。過去にも地表地震断層があらわれたことがない、つまり活断層がまったく見られない場所で発生することも不思議ではありません。しかしマグニチュード7.3の鳥取県西部地震が活断層のないところで発生し、地表地震断

層もあらわれなかったことは、活断層からの地震発生予測に大きな衝撃をあたえています。それまでは、マグニチュード7.2以上の上部地殻の地震では、必ず地表地震断層があらわれると考えられていたからです。

中央構造線沿いの活断層系については、和歌山から四国が最も活発です。

地表の活断層の活動度は、1000年平均のずれの速さで表します。平均1000年に10～1メートルずれるA級、1メートル～10センチメートルずれるB級、10～1センチメートルずれるC級に分けます。たとえば1000年平均で1メートルずれる場合は、500年に1回50センチメートルずれるかもしれないし、2000年に1回2メートルずれるかもしれません。C級は、過去のずれのあとが侵食で失われるため、なかなか発見できません。

和歌山から四国にかけてはA級です。最近数百年、大地震発生の記録がないので、要注意と考えられています。

杖突峠から豊橋の部分は、『新編日本の活断層』ではB～C級としています。

伊那盆地と木曾山脈の間の伊那谷断層系はA～B級です。伊那谷断層系も、その下でいま大地震が起こる可能性が高い要注意断層です。なぜ現在の変動が中央構造線の古傷をあまり利用せず、固い領家花崗岩地帯の中に活発な断層をつくっているのか、不思議です。けれども、その地殻変動が伊那盆地を造り、人が生活する場を与えてくれています。

中央構造線沿いでは、1718年に南信濃村や天龍村で大きな山崩れを伴う地震がありました。これは遠山地震といっています。このときに、青崩峠から上村にかけて中央構造線に対応した地下の震源断層が動いたと考えられます。このときは、和田から平岡にかけての遠山川沿いの断層も、それに対応した地下の震源断層が動きました。地表地震断層があらわれたかどうかはあきらかではありません。

また最近長谷村の2カ所で、中央構造線から50～100メートルのところでは縄文遺跡の発掘調査にともない、おもに10万年前から5万年前に降り積もった厚さ2メートルほどの御岳の火山灰層が液状化したり、大きく変形しているのが見つかりました。1カ所では、御岳の火山灰層の上の、25000年前に九州から飛んできた火山灰を含む層も乱れていました。その上の6000年ほど前の縄文遺跡は被害は受けていませんでした。もう1カ所は調査中です。

中央構造線に沿ったところだけで2カ所から見つかったので、これも地表の中央構造線に対応した地下の震源断層により地震が発生したのではないかと考えられます。前回は6000年以上前だとすると、この地域の地震発生間隔は数千年以上ではないかと思えます。6000年以上地震発生がないとすると、かなり地震を起こすエネルギーがたまっているかもしれません。

分杭峠の大鹿側で中央構造線は大きくゆっくりとカーブしています。そこで地下で地震を発生する区間としては、分杭峠の北と南では異なる区間に属すると考えられます。また、遠山地震の規模から地下の震源断層の長さを推定すると、上村から青崩峠の区間をいどと考えられます。ここでは、地震を起こすエネルギーは放出されていると考えられます。

そこで飯田下伊那広域行政組合が行った被害想定では、分杭峠から上村程野までの区間の30キロメートルを、一つの地震を起こす区間と考え、この長さから発生する地震のマグニチュードは7.2程度と予想しています。しかし、この区間の地震発生の歴史は全く解明されていません。

さて、これで中央構造線を観察する基礎知識ができました。

諏訪湖から地蔵峠まで、中央構造線沿いにたどってみましょう。

補足) 持ち物について

でかける際には、自分が今いる場所を知るために2万5千分の1地形図と道路マップが役立ちます。またルーペ、双眼鏡、磁石(できればクリノメーター)があると便利です。安康露頭にさわりたい方は、足許が濡れますから長靴も必要になります。

図の出典

- 図 1 . 1 伊那谷自然友の会編集 (1999): 伊那谷の自然 - 過去・現在・未来 -, p11, (建設省天竜川上流工事事務所企画・監修, 中部建設協会発行)
- 図 1 . 2 森山昭雄・光野克彦 (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, Ser. A, 62, 10, 691-707, (日本地理学会)
- 図 1 . 3 伊那谷自然友の会編集 (1999): 伊那谷の自然 - 過去・現在・未来 -, p11カバー, (建設省天竜川上流工事事務所企画・監修, 中部建設協会発行)
- 図 1 . 6 地学団体研究会編 (1996): 新版地学事典付図付表・索引10, (平凡社)
- 図 1 . 8 斎藤靖二 (1992): 日本列島の生い立ちを読む, p86, (岩波書店)
- 図 1 . 9 巽 好幸 (1995): 沈み込み帯のマグマ学, (東京大学出版会)
- 図 1 . 14 斎藤靖二 (1992): 日本列島の生い立ちを読む, p59, (岩波書店)
- 図 1 . 15 松島信幸 (1993): 伊那谷構造盆地の活断層と南アルプスの中央構造線, p39, (断層研究資料センター・伊那谷自然友の会・大鹿村中央構造線博物館)
- 図 1 . 18 山下 昇ほか (1995): フォッサマグナ, p 6, (東海大学出版会)
- 図 1 . 18 - 2 山下 昇ほか (1995): フォッサマグナ, p 7, (東海大学出版会)
- 図 1 . 19 平 朝彦 (1990): 日本列島の誕生, p166, (岩波新書)
- 図 1 . 21 - 2 島崎邦彦 (2000): 活断層で起こらなかった2000年鳥取県西部地震, なみふる23, p 4, (日本地震学会)

第2部 現地案内

2.1 岡谷市横河川

諏訪湖から九州まで、地表に露出する地質境界としての中央構造線。その東の端の横河川をたどってみましょう。

諏訪湖の北側の岡谷や下諏訪の市街が載っている平坦面は、山つきから湖に向かって、ゆるやかな下り坂になっています。湖南側のまったく上り下りがない平野とは対照的です。この地形のちがいは立石公園から見ると良く分かります。おおまかに言えば、湖南の低湿地は宮川や上川が運んだ泥が湖底を埋めてきたものです。岡谷や下諏訪の緩やかな傾斜をもった斜面は、横河川や砥川とがわの上流の山地から押し出した土石流が、じかに湖を埋めて造った扇状地です。

横河川扇状地の扇の要にあたる^{いずはや お じんじや}ところに出早雄神社があります。ちなみに砥川扇状地の要に諏訪大社下社春宮があるのも、面白いですね。

横河川は岡谷市の大切な水源なので、荒らさないようにしましょう。上流へたどると、安山岩質の溶岩を含む、フォッサマグナの堆積物が道沿いの崖に見えています。菅ノ沢や中沢との合流点で車道は二手に分かれています。上流に向かって右側へ分かれている中沢沿いの道を歩いてたどってみましょう。

すぐに右側に黒い泥岩の崖が出ています。よく見ると、黄白色でコロコロしたキラキラ光る鉱物が入っています。熱水変質で生じた黄鉄鉱です。

その先で、いよいよ日本列島の骨組みを造っている岩石と思われる岩石が、わずかに顔を出しています。はじめに蛇紋岩、つぎに黒色片岩が出てきます。これらが、赤石山脈の三波川帯の岩石と同じものだと考えられているわけです。

横河川上流の蛇紋岩は黄色みを帯びていて、“きなこ石”というニックネームで呼ばれています。蛇紋岩は赤石山脈にもたくさんあります。こちらはやや黄緑色から濃い緑色をしています。横河川の蛇紋岩がなぜ黄色いのか分かりませんが、熱水の影響を受けたのかもしれない。

中沢合流点から400メートルほど登ると、道が広くなったところに出ます。左手の川には堰堤えんていがあります。そこの道ぎわに黒色片岩が出ています。泥質の結晶

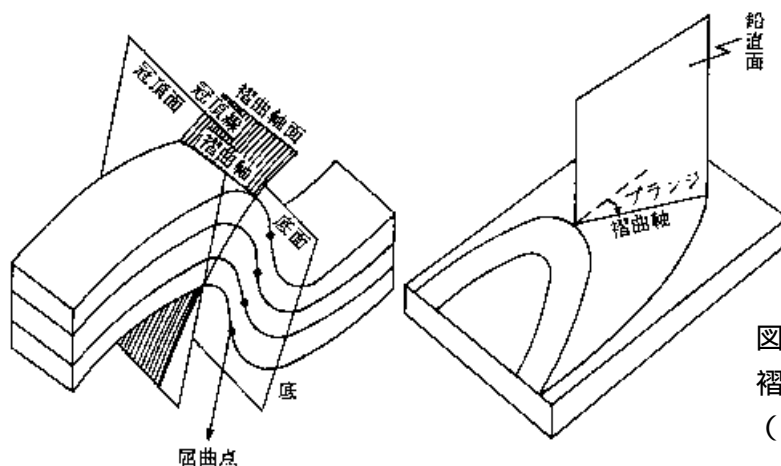


図 2 . 1
 褶曲の表し方
 (大久保・藤田, 1994)

片岩を“黒色片岩”といいます。泥質片岩とも呼ばれます。また、絹雲母（細かい白雲母の集合）が薄い層をつくっていることが多く、そのようなものは絹雲母片岩と呼ぶこともあります。同じ泥質の変成岩でも、中央構造線の西側の、領家帯の高温型変成岩では茶褐色でキラキラ光る黒雲母が生じています。三波川帯の低温型の変成岩では、普通は黒雲母を含まないので、区別できます。

ここでは、薄い層の面（片理面）は、全体としてはほぼ垂直に立っています。その面が、波のように^{しゅうきよく}褶曲していますね。波の山と山の間隔（波長）は5～10センチメートルぐらいでしょうか。上下から押されて波打ったように褶曲しています。波の山の稜線を褶曲軸といいます。褶曲軸をふくむ面を褶曲軸面といいます。ここでは褶曲軸はほぼ水平、褶曲軸面は南西に少し傾き下がっています。よく見ると、褶曲軸の方向から再び押されて、褶曲軸が褶曲していることが見える部分があります。

片理面が立っていることは赤石山脈の三波川帯と同じです。いまでは、赤石山脈地域の三波川帯の片理面は立っていますが、これはいまの変動によるまくれ上がりで、もともとは寝ていたと考えられます。そうすると、海の方から押されて褶曲したことになりますね。これも三波川帯の一般的な歴史と同じです。2～3回の異なる褶曲を受けていることも三波川帯の特徴です。

変成鉱物が三波川帯のものと同じであるということだけでなく、このように構造的な特徴も三波川帯と同じなので、この岩石は三波川帯の一員と考えられています。

横河川沿いには、領家帯側の変成岩や花崗岩は見えていません。けれども横河川の直線的な川筋は、そこに破碎帯があることを推定させます。

変動帯日本列島では、古い骨格は切り刻まれ、新しい地層におおわれています。そのうえ雨が多いため土壌や植物に覆われています。大陸の乾燥地帯では、数10キロメートルも同じ岩相が途切れることなく露出しているほうが普通です。日本列島では、このように、わずかに現れている崖をさがしては、ほとんど駒が失われたジグソーパズルを組み立てるようにして、日本列島の歴史の復元が試みられています。

2.2 茅野市坂室

次に、ちょっと寄り道をして茅野市坂室^{さかむろ}へ行き、糸魚川 - 静岡構造線沿いの活断層を見てみましょう。

国道20号線を茅野市から富士見方面へ進むと、まず坂室、次に宮川坂室という、二つの信号が続いています。ここでは丘と丘の間の狭い場所に、中央本線と国道が平行して走っています。そのうえ、宮川と弓振川^{ゆみふりがわ}が合流しています。国道は、最初の信号と次の信号の間の橋で弓振川を渡り、次の信号のすぐ先で宮川を渡っています。

左手の線路の上の丘に、向ヶ丘団地がありますから、そこまで上がって上から地形を見てみましょう。宮川坂室の信号を左折し、線路をくぐるとすぐに左へ上がる道へ入ります。団地に上がったら左折して、県営住宅の先の車道が終わるところまで進みましょう。その先に歩き道がついています。

線路を見下ろせる崖上から見ると、線路と国道の間を左手から下ってきた宮川が、左へカーブし、もとの方向へ戻るように向きを変えています。そのカーブのところで、国道20号線は宮川を渡っています。その先で宮川は、こんどは右カーブして右手へ下る元の方へ戻ります。全体として大きくSカーブしていますね。

右手の線路の切りとおしの先に弓振川の鉄橋があります。線路ぎわの向こうの小さな丘は、こちらの台地の続きです。その向こうに、大きめの丘が見えます。ここからは見えませんが、その間を国道が通っています。やはり見えませんが、弓振川は鉄橋の下流で左カーブし、大きめの丘の手前を流れて、国道をくぐり、国道の宮川の橋のすぐ向こうで宮川に合流しています。大きめの丘の右手を流れてまっすぐ諏訪湖の方へ流れればよさそうなのに、なぜわざわざ反対側に向きを

変えているのでしょうか。宮川がわざわざ上流側へ戻るようにSカーブしているのも変です。

ここでは、国道20号線沿いに活断層があると考えられています。右手はるか遠くに、冬ならば木立をすかして長く伸びた丘が見えます。木が茂って見えなければ、歩き道を下ると弓振川の岸へ出られますから、その途中からよく見えるでしょう。一つの考えは、国道の向こうの大きめの丘は、もともと右手遠方の長く伸びた丘の続きだったというものです。国道とほぼ平行に活断層があり、今の位置まで動いた。そのため、宮川も弓振川も、動いてきた丘に行く手をはばまれ、宮川の上流側に向きを変えたと考えます。このような、谷の出口をふさいだ丘を“閉塞丘”^{へいそくきゆう}といいます。

国道をはさんで向こう側が左に繰り返しずれ動いた“左横ずれ断層”です。この考えだと、横ずれの速度は1000年平均で3～5メートルになります。

けれども、断層の両側の、どの丘とどの丘が、かつてつながっていたのかということには、研究者によって考えのちがいがあり、1000年平均で8～10メートルという見積もりもあります。どちらにしても、A級の左横ずれ活断層です。

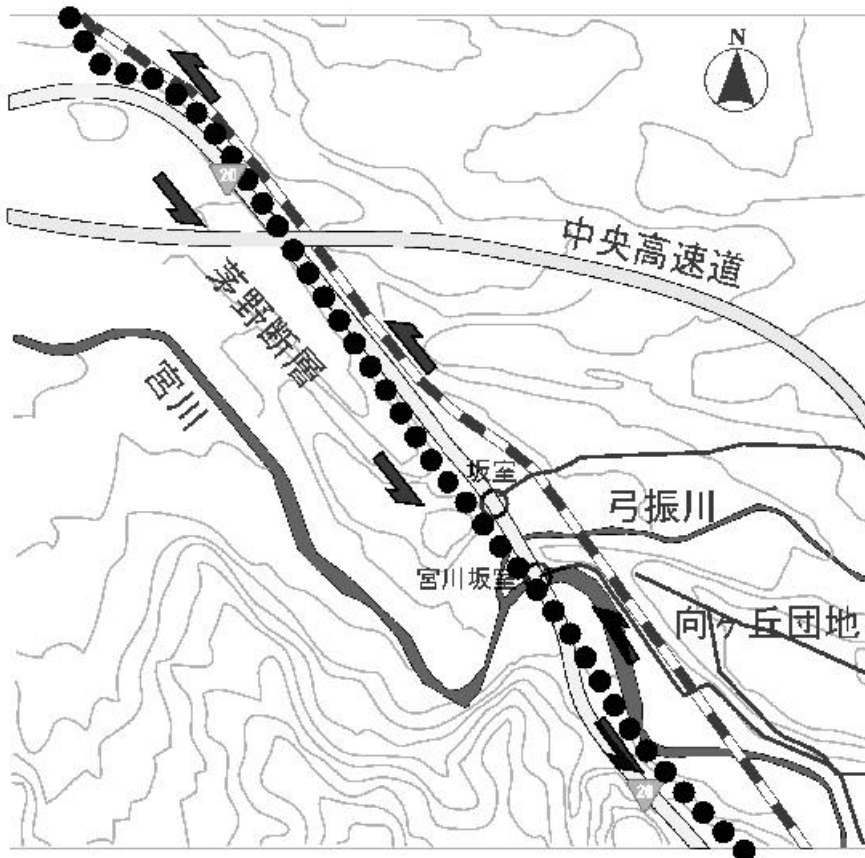


図2.2 宮川の屈曲

2.3 杖突峠

諏訪湖の南西側では、中央構造線は杖突峠つえつきとうげから諏訪大社前宮へ下っているとされています。国道152号線は、前宮より南の安国寺から杖突峠へ登ります。国道は急斜面をつづら折りに這い登っていきます。この急斜面は、何列も並ぶ縦ずれ正断層が造っています。

杖突峠では、お茶屋さんの二階のテラスから、諏訪湖や八ヶ岳が眺められました。2001年の秋に閉店してしまいましたが、2002年の春から茅野市により展望台が復活するはずです。詳しいことは茅野市役所にお確かめください。

そこから見ると、右手奥の八ヶ岳の西の山麓から流れてきた上川は、糸魚川 - 静岡構造線のところで構造線沿いに流れるよう左手に向きを変えます。そして、右手から糸魚川 - 静岡構造線沿いに流れてきた宮川と並んで眼下の湖南の氾濫原はんらんを流れて、左手の諏訪湖へ流れ込んでいます。

さきほど見てきた坂室も、宮川の上流に見えています。ただ、私も最初に峠から見たときには分かりませんでした。坂室の現地へ行き、地形を頭にいれてからあらためて見直して分かりました。肝心の、宮川のSカーブが蔭になって見えませんので、少しわかりにくいかもしれません。高速道路と団地が目印になります。

団地の手前に坂室の窪地が見えています。その左手に、国道と宮川の間には長い尾根があります。これが団地から見た、宮川と弓振川の流れをさえぎった丘です。その元の位置は、高速の高架のすぐ右、国道や線路と高速との間の三角形の丘の先端にあったというのが、坂室で紹介した考えです。

杖突峠は、塩嶺壘層えんれいろうそうという200～140万年前の火山噴出物におおわれています。これは今の塩尻峠付近に中心があったと考えられる火山の噴出物です。

八ヶ岳は今の火山です。その前にあった火山の噴出物は霧が峰に残っています。塩嶺火山は、霧が峰の前の世代の火山です。はじめのころの火山泥流は、まだ低い丘陵だった木曾山脈と伊那山地の間の平坦地だった伊那谷を流れ下って、ミソベタ層という薄い地層を残しています。5年ほど前までは、伊那大島から大鹿へ向かう道が片桐松川を渡る橋の下によく出ていましたが、河川改修ですっかり破壊されてしまいました。

塩嶺壘層の上部は安山岩の溶岩です。塩嶺溶岩は杖突峠 - 塩尻峠 - 横河川と砥川の間の尾根 - 立石公園と、諏訪湖を取り囲むように広く分布しています。その上面は平坦です。塩嶺火山活動の最後のころに塩嶺溶岩が流れて造った平坦面です。

眼下の湖南地区は非常に低くて平らですね。これはかつての湖を上川や宮川が少しずつ埋めていったところですが、その湖南で400メートルの深さまでボーリングされたのですが、硬い岩は出てきませんでした。2001年に電力中央研究所というところが、人工地震を起こして地下で反射してくる波の跳ね返りを使った探査結果を発表しました。湖底から500メートル下に硬い岩があり、塩嶺溶岩だと考えられるということです。溶岩が流れた表面は平らであったはずですから、杖突峠から諏訪湖の湖底500メートルまでおよそ1000メートルほど諏訪湖は沈降していったことになります。塩嶺壘層の最上部の溶岩の年齢は140万年前。その140万年間に1000メートル沈降したわけです。これが、糸魚川 - 静岡構造線活断層系の左横ずれによるものだということは、前に述べました。

もともとSカーブしていた活断層系が、横ずれすることによって真ん中の部分が落ち込んでいったと考えられています。このような盆地のでき方を“プルアパート盆地”といいます。

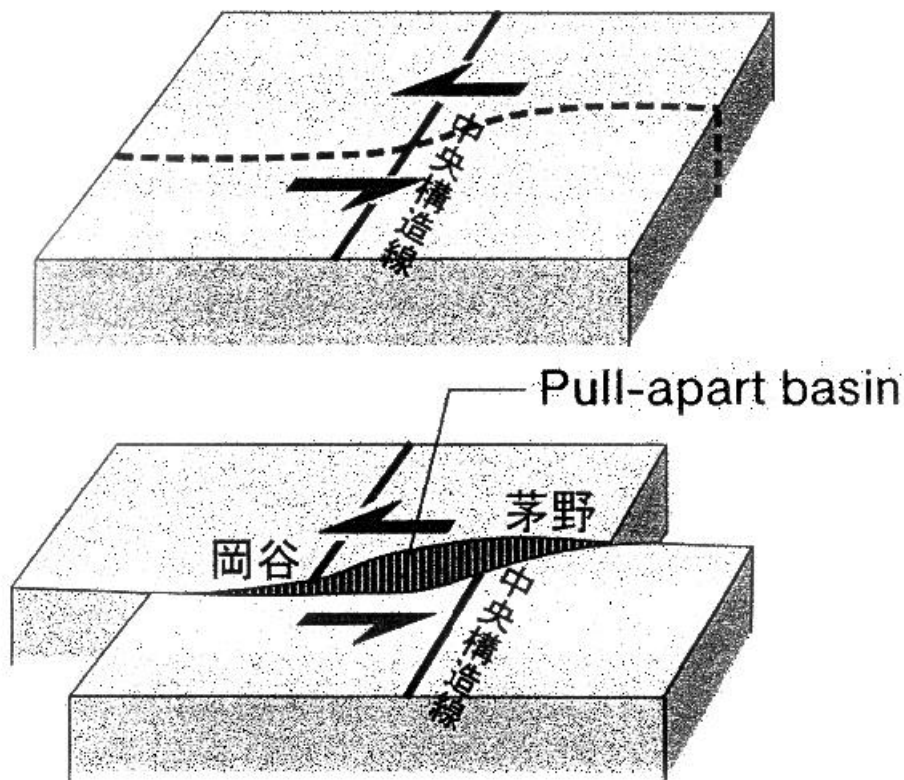


図 2 . 3
プルアパート盆地
(大塚, 2000に加筆)

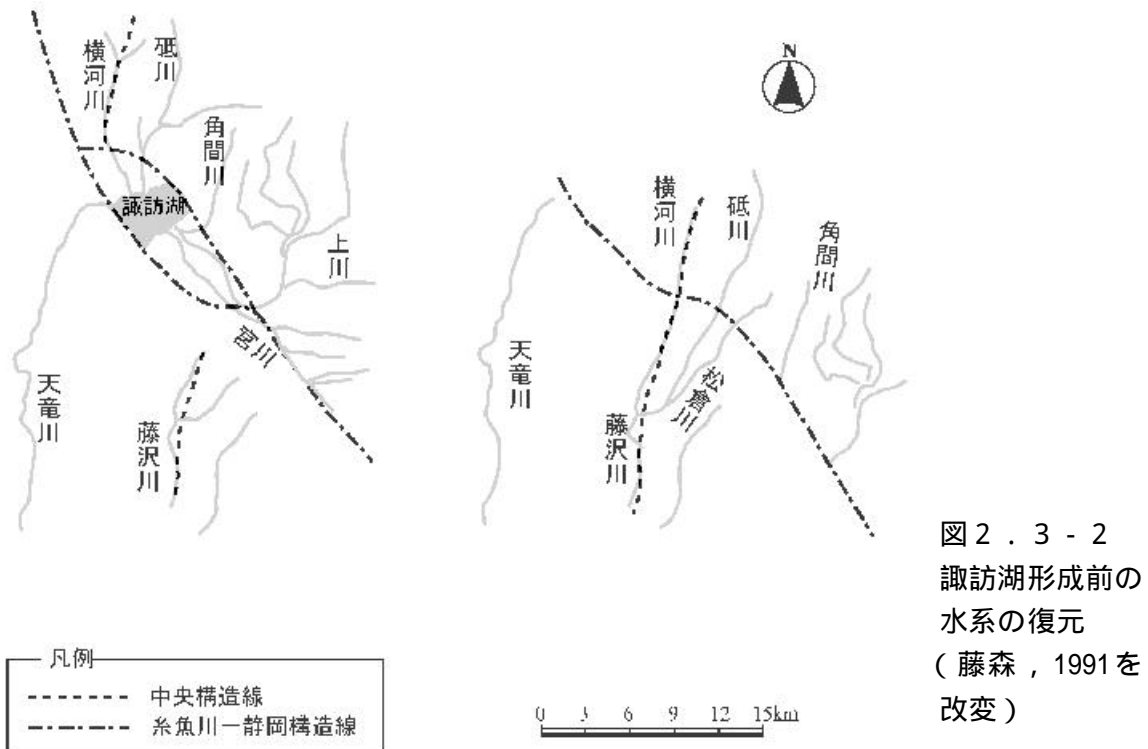


図 2 . 3 - 2
諏訪湖形成前の
水系の復元
(藤森, 1991を
改変)

中央構造線の、茅野から岡谷までの12キロメートルの食いちがいのすべてが、140万年前の塩嶺溶岩以後のものかどうかは議論が分かれています。茅野市坂室で見積もられる糸魚川 - 静岡構造線活断層系のずれる速度が、大きい方の見積もりの1000年間に10メートルならば、120万年間に12キロメートルずれることになります。この場合は、諏訪湖ができ始める前には、中央構造線の食いちがいはなかったこととなります。また、もし坂室でのずれの速さがそれ以下だったとしても、坂室だけですべてのずれを引き受けていないかもしれません。

もし140万年前には中央構造線がくいちがっていなかったとすると、諏訪湖ができる前には、藤沢川が横河川に、松倉川水系が碓氷川に、山室川水系が角間川に、それぞれつながっていたこととなります。

坂室でひとつの左横ずれ断層だった糸魚川 - 静岡構造線活断層系は、諏訪盆地に入ると盆地の両縁に分かれ、盆地側が落ち込む縦ずれ断層になります。このとき、諏訪湖の水を干し上げ、諏訪湖底や湖南の氾濫原や岡谷・下諏訪の扇状地を埋めた堆積物を取り除いた姿を想像してみてください。諏訪湖の水深は、いまは7メートルしかありませんが、岩盤は500メートル下でした。湖南の下までその盆地の底は続きます。両岸には何列も縦ずれ活断層があって、500メートル下の最深部まで下っていく、階段状の地形を造っています。これが諏訪盆地の本当の

姿です。諏訪盆地の向こう側の縁を造っている断層を諏訪断層群、こちら側の縁を造っている断層を岡谷断層群とっています。

諏訪断層群の階段のひとつを造っている断層が眼下に見えています。茅野駅の南側の岡島デパートの裏側、デパートのこちら側になりますが、その崖が上川の向こう側を諏訪湖の方へまっすぐに続いています。プルアパート盆地の北東側の活断層の一つです。この低断層崖を、あけぼのトンネルがくぐっています。断層の崖の下半分は上川氾濫原に埋もれているので、断層の落差の全体は見えていません。

桑原城址の前面の山すそも断層です。城址の裏にも断層があります。そこで裏から続く尾根が少し低くくびれています。このように断層が尾根を切っているところで、断層が通っている一番低い部分を断層鞍部といます。ケルン・コルともいいます。尾根の先端が残った丘、ここでは城址がある丘は、ケルン・バットといます。決まった日本語はありませんが、いちおう断層丘陵と呼んでおきましょう。両どなりの尾根も同じような地形になっていますね。鞍部を結ぶ線に断層が通っています。この地形は、中央本線の電車の窓から山の方を見ているとよく分かります。立石公園のところにも何列も断層が通っています。諏訪断層群の一番主要な断層は、諏訪湖の湖岸からすぐの諏訪湖の湖底の下を通っていると考えられています。

岡谷断層群も何列もあり、こちら側の急斜面をつくっています。こちら側の階段の、ひとつのステップの上に中央道諏訪湖サービスエリアがあります。サービスエリアの諏訪湖側の崖も、背後の崖も活断層です。

2.4 杖突峠付近の安山岩

杖突峠から高遠の方に向かいます。すぐに茅野市と高遠町の境界になります。峠の頂上を越えると、別荘でしょうか。なにやら開発工事をやっています。そのすぐ先、峠の茶屋から1200メートルで、右手の方へ上がっていく道があります。最初のヘアピンカーブの後、道路の左側に塩嶺溶岩が現れています。

火山岩の特徴は、大きめの斑晶^{はんしょう}と、ごく細かい結晶や火山ガラスでできた石基でできていることです。斑晶はマグマだまりの中で成長した結晶で、周囲が液体のマグマであるため自由に成長し、それぞれの鉱物特有の結晶の形（自形）を

しています。石基はマグマの上昇・噴出にともない急速に冷え固まった部分です。石基の中に斑晶が点在しています。

この溶岩は、黒灰色の基質に、白い斜長石の斑晶と、緑がかった黒色の単斜輝石、赤ジソ色の斜方輝石の斑晶を含む“斜方輝石単斜輝石安山岩”です。安山岩は、珪酸（ SiO_2 ）成分の割合が66～52%で、無色鉱物のほとんどが斜長石である火山岩です。有色鉱物としては、角閃石や輝石を含みます。この岩石の斑晶の有色鉱物は単斜輝石と斜方輝石で、角閃石はありません。そこで頭に斑晶として含まれている有色鉱物の種類を示しますが、このとき少ない方から書いていきます。斑晶として最も多いのは斜長石ですが、安山岩ならば必ず斜長石を含んでいますから、わざわざ書きません。

露頭全体では、水平に割れ目が入り、板を重ねたような見かけになっています。このような亀裂を板状節理ばんじょうせつりといいます。溶岩が急速に冷えながら収縮してできたものです。

杖突峠付近では、この塩嶺溶岩に覆われているために、中央構造線は見えません。塩嶺火山噴出物は伊那市の美篁みすずまで流れているそうです。藤沢川の左岸側（東岸側）では、あまり侵食を受けていない稜線付近の平坦面に、広く残っています。

2.5 守屋神社

杖突峠から坂道をくだってきますと、途中の右手に守屋神社があります。古屋敷バス停のそばです。神社わきの小川には、砂岩、泥岩、安山岩などの礫が見られます。守屋山は、守屋層という1500万年前のフォッサマグナの海の地層でできています。私は守屋層のことはぜんぜん調べていないので、ご紹介できないのですが、貝化石などを含む層があるはずです。

フォッサマグナの地層？ フォッサマグナは糸魚川 - 静岡構造線の向こう側ではなかったっけ？

そのとおり。糸魚川 - 静岡構造線の西側にフォッサマグナの地層があるのは守屋山だけです。

一つの考えは、当時のフォッサマグナの海は、いまのフォッサマグナ地域をはみ出して広がっていたとする説。

別の考えは、1500万年前頃には、中央構造線と赤石構造線を結んで東が北へ（西側が南へ）ずれ動いていった中央構造線の赤石時階の再活動が続いていました。そのため中央構造線のすぐ西側では、フォッサマグナの堆積物が糸魚川 - 静岡構造線をこえて南へずれこんだ。当時の糸魚川 - 静岡構造線は、フォッサマグナ側がすべり落ちる正断層だったはずです。

あるいは、中央構造線の横ずれによって、中央構造線方向のプリアパートベーズンができていたかもしれません。

こういうことは、すでに守屋層の堆積環境や古流向の復元から、検討されているかもしれませんが。

2.6 ^{みどうがいと}御堂垣外付近

藤沢川左岸側（東側）の尾根の上は、塩嶺溶岩におおわれた平坦面が広がっています。高遠少年自然の家や千代田湖がある平坦面です。この高所の塩嶺溶岩の平坦面は荒町あたりまで続いています。

国道沿いの家の古い石垣は黒っぽい石で積まれていますね。これはみんな塩嶺溶岩です。田んぼの中にも溶岩の巨礫が残っていたりします。伊那谷では石はほとんど花崗岩です。伊那谷は周りが花崗岩ですから、石材はほとんど花崗岩です。また長谷村から南の中央構造線の東側、赤石山脈側にいきますと、緑色の緑色岩を積んだ石垣、石材が多いですね。伊那谷は白い花崗岩、赤石山脈は緑色の緑色岩、諏訪は黒っぽい安山岩。このあたりは塩嶺溶岩が多いので何となく諏訪のにおいがします。

藤沢川は、ここでは領家帯側に寄って流れています。地質図では、藤沢川は塩嶺層の下層の領家帯の岩盤まで侵食しているように書かれています。そうすると、左岸側のどこかに、領家帯の岩石とその上に堆積した塩嶺層との境界があらわれているかもしれないのですが、私はまだ見つけていません。地質図を書く人は、そのような露頭を点々と見つけて、境界面を推定して、図にあらわすのですね。

また、松倉川の支流も、三波川帯の岩石と塩嶺層との境界面の下まで侵食しているように書かれています。いつか川床を歩いて確認したいものだと思います。

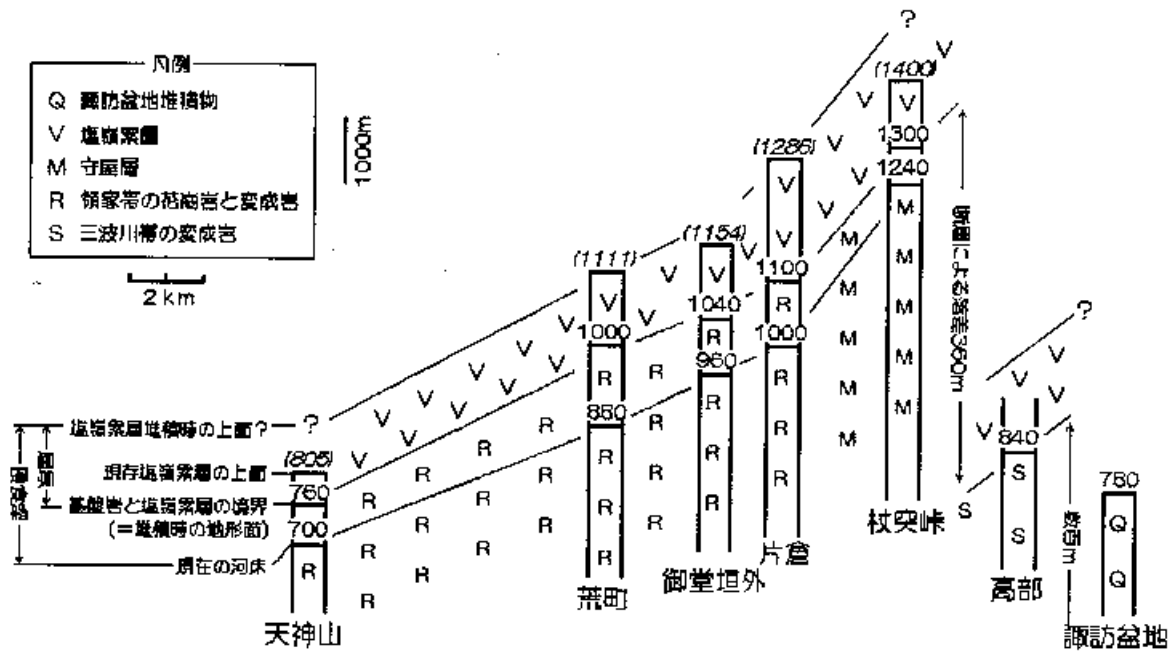


図 2 . 6 藤沢川流域の塩嶺塁層の立体的分布

地質図によれば、杖突峠～荒町間の塩嶺塁層の厚さは、現在残っているだけでも100メートル以上あります。地質図上で、領家帯や三波川帯の岩石と塩嶺塁層との境界面の標高を追ってみました。

この境界面は、火山噴出物である塩嶺塁層の堆積が始まった当時の地表面をあらわしているはずですが、図のように、南端の荒町では標高1000メートルにある面が、北へ向かってだんだん高くなり、^{ましのとうげ}真志野峠 - 杖突峠を結ぶ線では1200メートルになります。そこから諏訪湖へ向かって急激に落ち込み、山すその高部では800メートルになっています。そこから先は、第四紀の新しい堆積物の下に埋まっています。

塩嶺塁層の厚さは、荒町でも杖突峠でもあまり変わりませんから、塩嶺塁層が堆積し始めたときに、その下の基盤岩の面は、ほぼ水平だったのではないのでしょうか。つまり、諏訪盆地の盆地底が落ち込むとともに、杖突峠のこちら側では北北東から南南西へゆるやかに傾き下がる面をつくるように上昇しているのではないのでしょうか。そして、上昇とともに、藤沢川や松倉川が谷を掘り込んできました。しかし、荒町より北では、中央構造線の弱線部が塩嶺火山噴出物におおわれていたために、川筋は中央構造線からはずれてしまったと考えられます。

じつは、峠の北側が急傾斜で落ち込み、峠の南側はゆるやかに下っていくとい

う地形は、中央構造線沿いの杖突峠・分杭峠・地蔵峠に共通です。赤石山脈～伊那山地地域の大きな地形面が、北部では北北東が上昇、南部では東が上昇するように、傾きながら上がっている“赤石傾動地塊”の地殻変動と関係がありそうです。

2.7 長藤板山

「ここは水上」という看板をすぎ荒町まで来ると、急に谷が開けます。そこから藤沢川の川筋はほとんど中央構造線と一致しています。しかし、藤沢川はすっかり護岸におおわれて、まったく川床の岩石は見えません。昔、塩供で、工事の時に中央構造線の両側の岩石が出たそうです。三波川帯側の岩石を保存してあったものを見せていただきましたが、蛇紋岩でした。

長藤から先は、藤沢川は西へカーブして中央構造線から離れ高遠へ向かって流れていきます。私たちは、長藤のガソリンスタンドの先で、「遠照寺へ4.5キロメートル」の案内にしたがって左へ分岐する道に入ります。

すぐ正面に妙覚山正法寺というお寺が見えます。山門を過ぎたところで左の公民館・正法寺駐車場に入ります。このすぐ上に中央構造線の露頭があります。

駐車場から上の神社のところへ登る道を登り始め、小さな水路を渡ってすぐの左側の崖に出ています。崖の左側は領家帯のマイロナイトです。右側は三波川帯の結晶片岩です。ここは板山という集落なので、“板山正法寺裏露頭”と名づけてみましょう。

神社の方に上っていきますと、途中でも何やら崖の色が変わっているところがあり、中央構造線の延長ではないかと思えます。上の神社のところから杖突峠の方を振り返ってみましょう。木が邪魔ですので尾根を少し登ると視界が開ける場所に出ます。

手前から北方へ、谷が一直線に伸びています。けっこう幅が広いですね。左（西）の領家帯側に比べて右（東）の三波川帯のほうが傾斜がゆるいことが分かるでしょうか。これは地質のちがいです。領家帯側のマイロナイトのほうが三波川帯の結晶片岩よりも固いんですね。

谷のつきあたりに、右手奥からなだらかに下ってくる尾根が見えます。尾根の上は塩嶺溶岩です。ここから見ると、かつて塩嶺溶岩が大きくこのあたりを覆っ

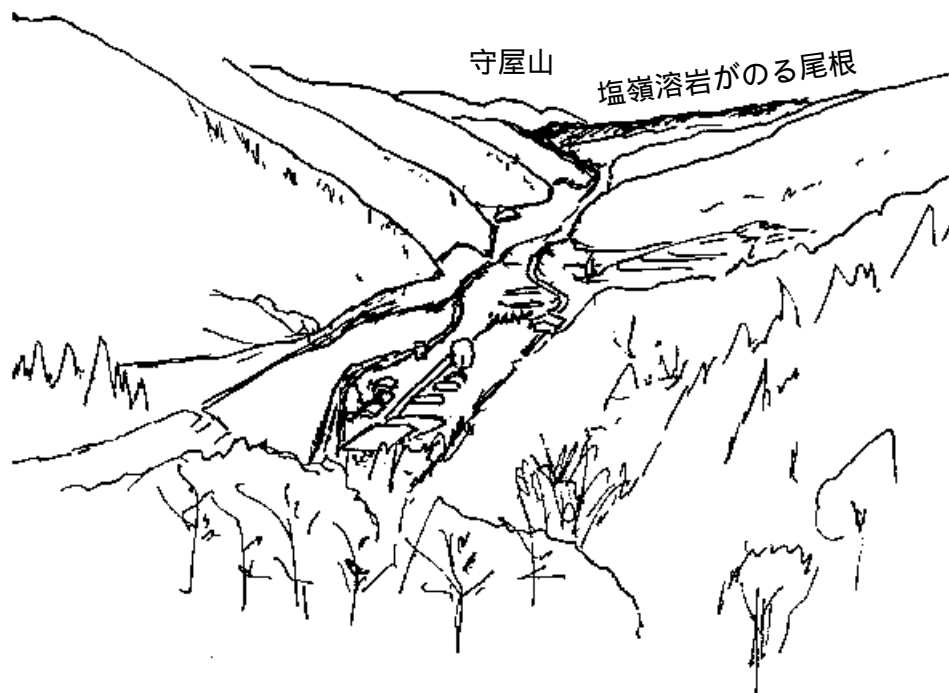


図2.7 中央構造線の谷

た様子と、その面がゆるやかに傾いていることがよく分かります。その先端に押されるように、藤沢川の流路は西へ寄っています。中央構造線の弱線部が溶岩におおわれてしまったため、川筋が中央構造線から離れています。

いちばん遠くに高く見えるのが守屋山です。中央構造線のすぐ西側にあるのがよく分かります。なぜ守屋山がそこにあるのか、不思議に思えてきました。

再び遠照寺への道に戻ります。坂を登り出すとすぐに、中央構造線の露頭があります。名前は何とつけましょうか。

道路沿いの崖ですからいやでも目につきます。そこだけ吹き付けせずに残し、落石防止のために道路との間にガードレールを設けてあります。どなたの発案なのでしょう。ありがたいことです。

道路はしばらく東に向かい、トンネルをくぐります。すぐにT字路があります。「遠照寺まで1.5キロメートル」の案内にしたがって右折してください。遠照寺の前まで来たら、右側の山のかなり高いところに送電線の鉄塔が立っていますが、それがほぼ中央構造線の位置です。

「原入口」という道標のところ、左側の構造改善が終わった水田の、のり面

を見ると、きれいな赤土です。これは、御岳の火山灰です。真っ赤な層が少しだけ見えますが、およそ5万年前の御岳三岳スコリアです。スコリアとは、暗色で多孔質の破碎された火山噴出物です。色の濃い軽石のようなものですが、軽石は色が白っぽいものに限られます。軽石はパミスともいいます。スコリアは玄武岩質のマグマの発泡によるものです。

伊那地方には木曾御岳の噴火に伴い降ってきた火山灰層がたくさん堆積しています。とくに風下にあたる伊那市や宮田村では、その厚さは10メートルにもなります。風道から南へそれるにしたがって火山灰層は薄くなり、駒ヶ根で5メートル、飯田で2メートルぐらい。ここでも2メートルぐらいでしょう。御岳の火山灰が伊那盆地を覆っていると言うと意外な顔をされますが、関東平野を広く覆う関東ローム層が箱根や古富士の火山灰であることを思えば、不思議ではありません。とりわけ目立つのは、10万年前の黄色っぽい御岳第1パミス、8万年前のオレンジ色の御岳伊那パミス、5万年前の赤っぽい御岳三岳スコリア、この3層のセットは伊那地方のあちこちでよく見られます。ここでは下の2層がはっきりしません。構造改善でかきまわしているので田んぼの土手はあてになりません。この土手は、まもなく草におおわれてしまうでしょう。

2 . 8 非 持

長谷村の非持で国道152号線は再び中央構造線沿いになります。ここでは非持の信号と美和ダムの堤体の間を中央構造線が通っていると推定されます。ここから市野瀬までは、三峰川が中央構造線沿いに谷を刻んでいました。いまでは戸台口の近くまで、美和ダム湖の下になっています。

2001年に、この非持の信号からダムの方へ降りた水田の構造改善事業のために、遺跡発掘調査が行われました。長谷村では、このような平坦面でたくさんの縄文住居址が見つかっています。ここでは遺跡は見つかりませんでした。田んぼのすぐ下の2メートルの厚さの火山灰層全体が、大きく乱れていることがわかりました。

火山灰層のくいちがいは、伊那谷活断層帯の活動年代を決める良いものさしになります。ここでは、御岳第一パミスの下の層は変形しておらず、断層そのものではありません。しかし、地震にともなって生じた変状である可能性が高いと思

います。

御岳の火山灰層は、長谷村でも2メートル以上の厚さがあります。御岳第1軽石層は、すぐ下の層が水を通しにくいため軽石層が水みちになり、軽石層の下部の粘土化がどこでも激しく進んでいます。ここ非持では、その粘土の面を境に、その上の全部の層が大きく乱れています。

じつは、1999年に、非持から南へ5キロメートルの黒河内の和泉原で、同じような火山灰層の変状が見つっています。和泉原では立派な縄文住居址が見つっています。和泉原では、中央構造線と推定される位置から東へ50～100メートルの位置に、縄文住居址の地層面から下へ3カ所の調査溝（トレンチ）が掘られ、火山灰層の変状が詳しく調査されました。報告書も出されています。

和泉原でも非持でも、御岳第一軽石層の底の粘土化した面をすべり面とし、その上の火山灰層全体が南北方向に急激に引っ張られたような変形をしています。火山灰層の中に東西方向にずれ目が生じて、北側がすべり落ちた“ミニ正断層”ができています。和泉原では、衝撃を受けて御岳第一軽石層の底の帯水層から上方に吹き上げた液状化の跡もたくさん発見されました。このことから、岩盤が急激に南方へ動き、粘土層から下の地層は岩盤といっしょに動いたけれども、粘土層から上の火山灰層はすべりやすい粘土層が間にあるために急激な動きについていけず、後方へ引っ張られるように変形したと考えられます。ちょうど電車が急に発車するときに、立っている乗客が後ろへなぎ倒されるようなイメージです（じっさいは、電車がそんな乱暴な運転をすることはありません。JRさんごめんなさい）。

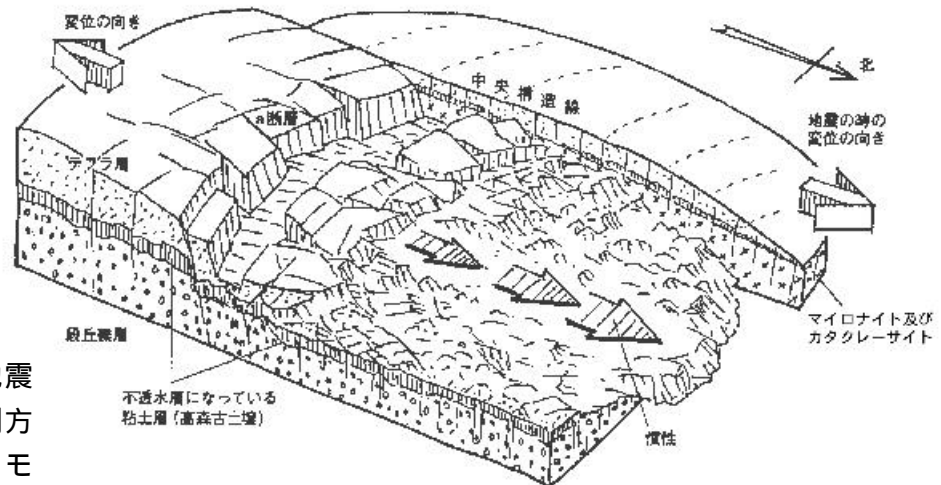


図2.8
和泉原における地震
を引き金とする側方
移動性円弧すべりモ
デル図
(松島・寺平, 2000)

これが普通の地すべりによる可能性は、和泉原の地形からは地すべりは東から西へ向かって発生すること、滑落崖の可能性のある東方の急斜面の火山灰層にまったく変状が見られないことから考えにくいと思います。遠方で発生する地震によっても液状化は起こりますが、この場合中央構造線沿いにだけ起こっていて、しかも中央構造線からの距離が約50メートルのほとんど同じ距離の2カ所で起こっていることから、中央構造線沿いに発生した地震によるものと思われます。なお、中央構造線そのものの発掘調査は行われていません。

この地震の発生時期としては、和泉原で2万5000年前に九州から飛んできた始良カルデラ（鹿児島湾の大カルデラ）噴火の火山灰を含む層が変形し、約6000年前の縄文住居址が無事なことから、その間に発生したと考えられます。

2.9 溝口露頭

国道152号線を南へ進み「中学校入口」の信号のすぐ先に左へ分岐する道があります。いまは、ダム関連工事のため、そちらが国道の迂回路になっています。溝口露頭は国道の方を、ほんの少し行ったところですから、そのまま直進します。郵便局の先に右へ下る道があり、「美和ダム湖散策公園・中央構造線観察路」という道路標識があります。少し進むと、すぐに駐車場があります。

車を置き、まず湖に突き出した半島へ進んで見ましょう。ステンレスの円柱が立っているあたりが中央構造線の位置です。公園のあずまやのところに中央構造線の説明板があります。そこから南の方を見てください。遠くに分杭峠が見えていますが、その鋭く切れ込んだところが中央構造線が通過している場所です。したがって、あずまやと分杭峠を見とおした方向が、断層の走向そうこうになります。磁石を使って測ってみましょう。

走向とは、水平な地表面と断層面が交わる線の方です。地質学では、北を基準に東回りに何度または西回りに何度というようにあらわします。北東 - 南西方向ならば「走向北45度東」、北西 - 南東方向ならば「走向北45度西」というようにあらわします。ここでは南を向いて測るので、「南？度西（または東）」と求めて「北？度東（または西）」と言い直せばよいですね。クリノメーターという専用の測定用具もあります。

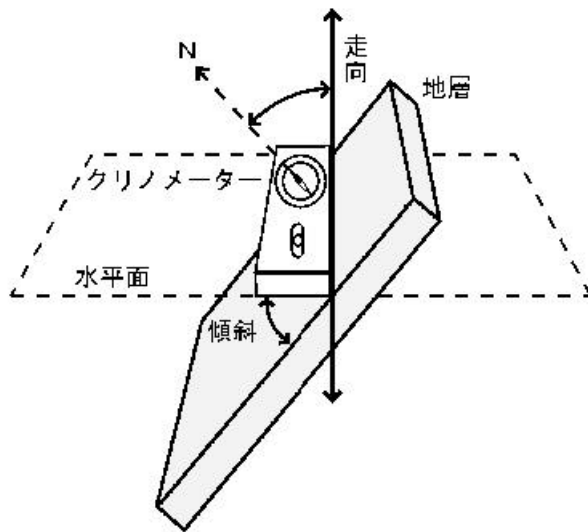


図 2 . 9
クリノメーターを使った
面の姿勢の測定
(齊藤 , 1992 を 改 変)

断層面の向きを“断層の姿勢”といいます。断層の姿勢をあらわすには、走向のほかに、断層面が立っているか寝ているかということも必要です。これを断層面の傾斜といいます。傾斜をあらわすには、走向と直交する方向に、断層面が水平からどのくらい傾き下がっているかであらわします。断層面が水平なら0度、垂直なら90度です。仮に走向が北東 - 南西方向の断層が北西に60度傾き下がっているとすれば、「傾斜は60度北西」とあらわします。

傾斜もクリノメーターで測れます。

この走向・傾斜で姿勢をあらわすのは、断層面だけに限らず、あらゆる“面”をこれであらわします。たとえば、地層の面である層理面、変成鉱物の配列が造る片理面、割れ目のへき開面、横河川で見た褶曲軸面のような仮想的な面などなど。断層の運動をあらわすには、面の姿勢だけでは不十分で、面上ですべりの方向を示すことが必要です。

次に、階段を湖の南側の岸の方へ下りてみましょう。ステンレスの円柱の下の崖に出ます。この崖に中央構造線の立派な露頭が出ています。階段を降りていくと説明板があります。この説明板の絵はもともと学术论文に書かれていたものです。そのまま使われているので、図のどの部分が、崖のどの部分にあたるのか分かりにくいですね。図の左端にある“花崗岩源マイロナイトを源岩とするカタクレーサイト”は、左手の崖をまわりこんだ先にあり、簡単に寄り付けるところにはありません。この崖の左手の部分は“変成岩源マイロナイトを源岩とするカタクレーサイト”です。図の右端は、階段の途中あたりになります。

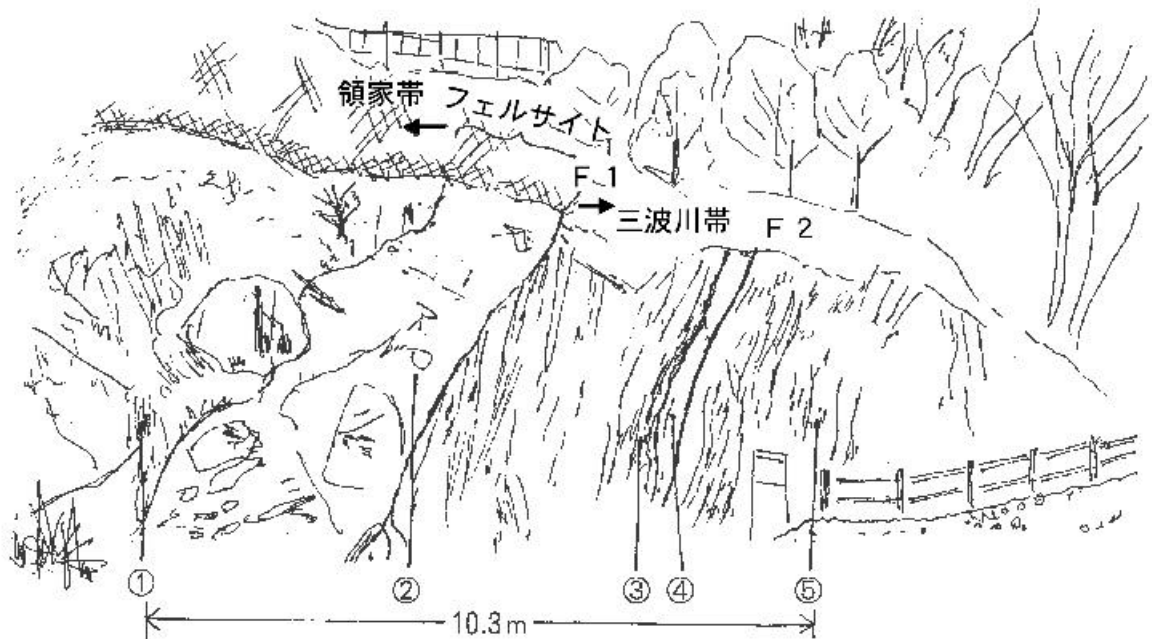


図 2 . 9 - 2 中央構造線溝口露頭

堆積岩起源片麻岩を源岩とするマイロナイト源カタクレーサイト

歩きまわれる範囲で、いちばん左側の赤っぽい岩石です。これは中央構造線の西側、白亜紀に高温変成を受けた領家帯の変成岩です。花崗岩ではなくて、もともとそこにあった岩石が高い温度を受けて変成岩になったものです。偏光顕微鏡で見ると、泥岩起源の白雲母を含んでいますので、泥質の片麻岩だと思います。それが中央構造線に先立つ白亜紀末の断層のずれによって、深いところで一度引き延ばされるような変形をしたマイロナイトになっています。花崗岩がマイロナイトになったものは、白くて丸い長石のポーフィロクラストが特徴的ですが、片麻岩がマイロナイトになったものは肉眼ではマイロナイトかどうか、なかなか見分けられません。偏光顕微鏡では白雲母がマイロナイト変形を受けて紡錘形になったものが残っているのが見えます。この白雲母の紡錘形のポーフィロクラストのことを「マイカフィッシュ」といっています。

ところがそのマイロナイトが現在地表にあるわけですが、だんだん浅いところへ上がってきて、そこでまた断層のずれを繰り返し受けると、今度は壊れるような変形を受けます。ただしある程度の深さですと、壊れるような変形をしても、ばらばらにならずにまた固まってしまいます。そのような破碎を受けて割れ目がたくさんできて、回転したりずれたりしても、ばらばらにならずに固まった

岩石、それをカタクレーサイトといいます。ここの変成岩起源のマイロナイトはカタクレーサイト変形を重ねて受けています。そこで最後の変形がカタクレーサイトですから、この岩石は堆積岩起源の変成岩を源岩とするマイロナイトが源岩となったカタクレーサイトということになります。

フェルサイト貫入岩脈

崖の真ん中あたりに白っぽい部分がありますが、これが説明板にあるフェルサイト貫入岩脈です。フェルサイトというのは主に石英や長石の微細な結晶からなる火成岩で珪長岩ともいいます。偏光顕微鏡で調べると、急速に冷え固まったことを示す花びらのような組織が見えます。たぶん断層の活動に伴って割れ目が開いて、下から溶けた岩が上がってきた、そして固まった岩石でしょう。年代はカリウム - アルゴン法という岩石中のカリウム40という放射能が一定の時間でアルゴン40に変わる現象を利用した方法で、新第三紀の1230万年前と1560万年前という値が得られています。これは赤石時階より少し新しい年代です。

点紋黒色片岩を源岩とするカタクレーサイト

フェルサイト岩脈の東側の黒っぽい部分、これも堆積岩起源の岩石です。ただこちら側は中央構造線の東側になります。白亜紀に低温高圧変成を受けた三波川帯の結晶片岩です。泥岩起源の黒色片岩です。偏光顕微鏡では、炭質物を含んだ曹長石の丸みを帯びた結晶が見えます。これは三波川帯でも変成度が高い部分にあらわれる変成鉱物で、曹長石点紋（アルバイトスポット）といいます。そこで、この部分の岩石はもともとは黒色点紋片岩です。それがやはり中央構造線のそばですので、カタクレーサイトの変形を受けています。

[F 0] 地質境界

と の間が地質境界としての中央構造線です。そこには、後の時代にフェルサイト岩脈が貫入しています。

[F 1] フェルサイト岩脈右縁の断層

フェルサイト岩脈と三波川帯は断層で境されています。

[F 2] 新しい断層

右手の看板に近い方に行きますと、三波川帯の中に、もう一つはっきりした断層があります。この断層は説明板の図には描かれていません。その断層

部分の幅約1メートルは源岩が分からないほど破碎されたり粘土化しています。地質境界の断層よりはっきりしていますね。こちらの方が新しい断層ではないかと考えています。

この崖は中央構造線の走向にたいしてほぼ直交しているので、崖に見られる断層の傾きを正面からみれば、真の傾斜をだいたい示していることとなります。

珪質黒色片岩を源岩とするカタクレーサイト

その東側はやはり堆積岩起源の結晶片岩ですが、石英分が多いので、かなりチャート質の岩石を起源とする結晶片岩だと思います。

ところで、露頭から美和ダム湖を見ておどろかれました。水がない！
というか、一面の灰色の泥のグラウンドのようです。底に降りてみると、砂でも粘土でもなく、中間のシルトぐらいの感じです。とりあえず“泥”と呼びますが、ベトベトの粘土ではありません。

じつはいま、ダム湖の水位を下げています。

美和ダムは1959年に完成しました。当初の総貯水量は3750万立方メートルでした。ところが59年、61年、82年、83年の出水で、1850万立方メートルも土砂が流入してしまいました。いちど66年に貯水池容量を下方修正し、その後400万立方メートルの砂利採取も行われました。けれども、今後の大出水により、ダムの機能が失われるおそれがあります。

そこでいま、ダム湖上部に貯砂ダムを作るとともに、向こう岸にバイパストンネルを掘っています。大水の時に、礫や砂は貯砂ダムでせき止め、オーバーフローした濁水は、ダム湖に入れずに下流に流そうという計画です。

バイパストンネルは、直径7.5メートルの大きなものです。それでも大水時には、三峰川の水をそっくり流せるわけではないようです。また大水時に貯砂ダムで、礫を計画どおりよりわけられるのでしょうか。礫がトンネルを削らないか少し心配です。逆に、いま湖底にたまっているシルト様のものがすべて流れるわけではなく、たぶん粘土分がより多く流れるのではないのでしょうか。

貯砂ダムにたまった砂礫は、砂利・砂に利用する予定です。大水時に“泥”だけが流れていくようになる天竜川がどういう状態になるのでしょうか。国土交通省三峰川総合開発工事事務所のパンフレットによれば、「洪水バイパストンネル

からの放流中は現況より美和ダム下流の濁りは悪くなります。しかし、洪水後及び平常時は美和ダムがきれいになっただけ下流もきれいになります」とあります。洪水といっても流量が非常に多いという意味です。

川は礫も砂も泥も流すのが、人間が手を入れる以前の姿です。ダム完成後は、礫・砂はせき止められ、“泥”の多くはダム湖に沈殿し、一部は放流とともに下流へ流れます。バイパストンネル完成後は、“泥”だけはもっと多く流れるようになるということです。すぐ下に高遠ダムがありますが、パンフレットには「高遠ダムは小さく、洪水の滞留時間も短いため……高遠ダムにはほとんど堆積しません」とあります。

もう一つのプロジェクトは、ダム湖にたまった堆積物を掘り下げること。950万立方メートルの掘削が計画されています。掘ったものはどこに持っていくのでしょうか。いま市野瀬地区で、水田の構造改善事業が行われています。そこで、水田の耕土をはがし、ダムから掘った堆積物を入れてかさ上げしています。これから市野瀬へ向かいますので、その事業の様子を見られます。

このほか三峰川では、上流に戸草ダムが計画されています。

2.10 市野瀬

市野瀬で三峰川は東の赤石山脈から流れてきて、そこから北へ中央構造線に沿って流れます。生涯学習センターの前の河原を見てみましょう。緑色の石が大変多いですね。これは昔の太平洋の底を作っていた岩石です。

こう言うと、「なるほど中央構造線の外帯側は、海洋プレートだったのか。海洋プレート側の外帯と、大陸だった内帯がぶつかったのだな」と早合点する人が出てきます。しかし、これは正しくありません。

いま、赤石山脈の岩石は、昔の太平洋の深海底や火山島をつくった溶岩である緑色岩、火山島のサンゴ礁だった石灰岩、深海底に浮遊性微生物の珪質の殻が積もったチャート、これらの遠洋性の岩石と、沖合いの海溝を埋めた砂岩と泥岩です。そういう意味では、もともと海のものだったとも言えます。これらの岩石は、海洋プレートの潜り込みにともない、大陸プレートの縁に加わったので“付加体”ということは、前に述べました。

これらの岩石は内帯側にも広く分布しています。赤石山脈の中腹の秩父帯と同

じ時代の岩石が木曾山脈の向こう側にもあります。これは丹波 - 美濃帯と
います。たとえば梓川あずさがわが松本平へ流れ出す波田町で、梓川の石を見ると、ほと
んどが黒い泥岩と白いチャートです。固いチャートは不定形な形をしています。
固いチャートは壊れにくく、堀金村より南の松本平西縁で神社や庭先に見られる
大石は、必ずチャートです。美濃帯は飛驒川や長良川の中流にも露出していま
す。美濃赤坂には石灰岩もありますね。

赤石山脈では、三峰川上流の巫女淵みこぶちや大鹿村鳥倉林道終点の豊口山や青木川の
燕岩つばくろいわなどに古生代末～中生代はじめのサンゴ礁だった石灰岩が見られます。チ
ャートも、三峰川の平瀬の河床礫や小渋川の湯折れでよく見られます。遠山の赤
石もチャートです。これらのチャートは、中生代三畳紀のものです。

けれども三波川帯には、普通の付加体よりもずっと大量の緑色岩があります。
これを御荷銚みかぶりよくしよくがんたい緑色岩体といいます。三波川も御荷銚も群馬県の地名です。御荷
銚緑色岩体も、関東から四国まで連続しています。中生代ジュラ紀に、海底の巨
大な溶岩台地（海台）が付加したと考えられています。溶岩台地の下のマグマだ
まりで、かんらん石や輝石の重い結晶が沈殿してできた集積岩タイプのかんらん
岩が見られます。かんらん岩が変質すると蛇紋岩になります。赤石山脈では長谷
村の戸台口から戸台へ向かう途中の鷹岩トンネル、小瀬戸峡、大鹿村の入沢井いりさわい、
上蔵とびすの鶯が巣、上村の地蔵峠付近でよく見えます。

2.11) 分杭峠

分杭峠から、いままでたどってきた中央構造線沿いの谷が一望できます。美和
ダム湖の向こうに月蔵山がつぞうさんが見えます。中央構造線が月蔵山の東斜面を横切ってい
る位置に、ちょうど遠照寺から見た送電線の鉄塔が並んでいます。

美和ダム湖の岸の溝口の露頭が、ここから見えます。双眼鏡か望遠鏡で眺めて
みてください。ここからもう一度、走向を測ってみましょう。

分杭峠と溝口露頭をまっすぐに結ぶと、峠のすぐ下に東から下ってくる尾根が
少し凹字型にへこんでいるところを通るはずです。そこが中央構造線の位置で
す。粟沢川が中央構造線より少し西よりに侵食しているために、東の山麓に中央
構造線が通っています。中央構造線のそばは、再活動で粘土化していることが多
く、まわりの岩石よりいちだんと侵食に弱いため、くびれた地形になります。こ

れを“断層鞍部”といいます。

中央構造線の左側が領家帯、右側が三波川帯です。ここでも、領家帯側の山麓の斜面が急傾斜で、三波川帯側は傾斜がゆるいと思いませんか。領家帯の側は固い花崗岩やマイロナイトなのに対し、東側の結晶片岩は地すべりを起こしやすいからです。美和ダムの埋積が速いのは、このような地質条件があるからです。逆に、岩が固くて急傾斜の領家帯側にはまったく集落がありません。崩壊や地すべりが、人が住める平坦地や緩傾斜面をつくってくれます。

東側の林道をわずかに進んだところから長谷村側に少し下ったところに“气场”が作られています。中国の著名な気功師が「ここは気が強い」と言ったとか。広々とした分杭峠は気持ちが良いですね。私は簡単な測定器でガンマ線を測ってみましたが、自然変動以上の変化は分かりませんでした。私の1万円の測定器では、この低レベルの測定精度はありません。断層は地下深部と地表とをつなぐ道になるので、岩石中のウランやトリウムから生じたラドンガスが上昇し、放射壊変によりガンマ線を出す娘元素が生じて、周囲よりガンマ線が高くなっていることがあります。

2.12 高森山林道

分杭峠から大鹿側にわずかに下ったところから、西の領家帯に高森山林道が入っています。

ここでは、領家帯側から中央構造線に近づくにしたがい、領家帯の花崗岩類や片麻岩がマイロナイトへ変化し、中央構造線の近くではカタクレーサイトの変形が重なっている様子を観察できます。そのため「鹿塩マイロナイト観察路」と名づけています。林道の道のりにして2500メートル、中央構造線から直線で1490メートルの地点まで、6月から11月までの間、林道沿いの露頭に岩石名を記したネームプレートを取り付けています。

それでは、いちばん奥から見ていきましょう。

角閃石黒雲母片麻状トータル岩（“非持タイプ”）

トータル岩というのは花崗岩質岩（広い意味の花崗岩）の細かい分類です。花崗岩質岩を含む深成岩は、地下深部でゆっくりと冷え固まったため、どの鉱物の結晶も大きく成長しています。岩石は結晶だけでできていて（完晶質）、結晶の

大きさはほぼそろっています（等粒状）。一方、結晶が成長するとき、結晶どうし押し合いへし合いするために、結晶の本来の形になれません（他形または半自形）。

花崗岩質岩は、石英・カリ長石（カリウムを含む長石）・斜長石（ナトリウムとカルシウムを含む長石）・黒雲母からなる深成岩です。角閃石が加わることもあります。

花崗岩質岩の細かい分類は、無色鉱物である石英・カリ長石・斜長石の割合で分けます。含まれている鉱物の比率は、岩石の断面に見える鉱物の面積比であらわします。無色鉱物のうち石英が20～60%の花崗岩質岩で、カリ長石と斜長石の比率で斜長石が0～10%のものをアルカリ花崗岩、10～35%のものを狭い意味の花崗岩、35～65%のものをアダメロ岩、65～90%のものを花崗閃緑岩^{かこうせんりよくがん}、90%以上のものをトータル岩といいます。普通は、この順で有色鉱物である黒雲母や角閃石が多くなり、黒っぽい見かけになります。

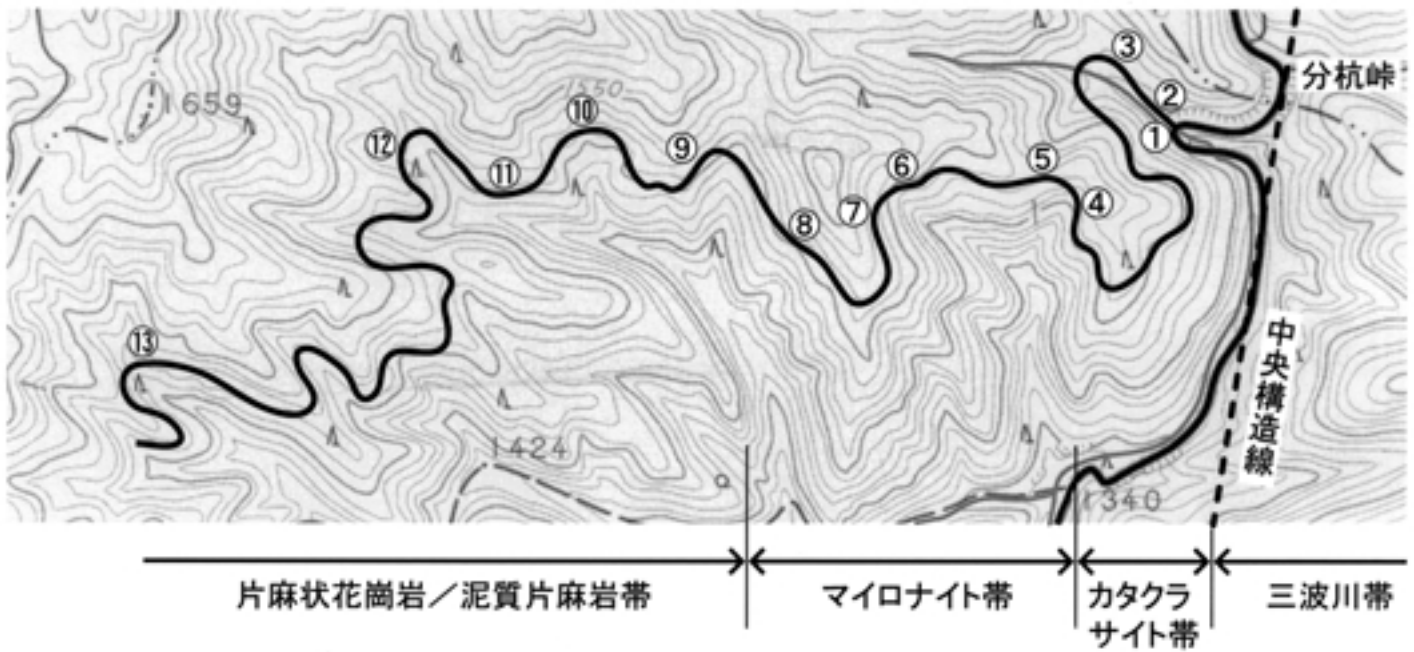
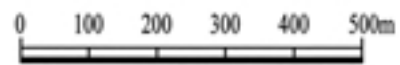
岩石名のはじめに角閃石、次に黒雲母が書かれています。これは、このトータル岩は角閃石と黒雲母を含んでいることを示しています。そのとき多い方を後で書くことになっていますので、この岩石には黒雲母の方が多く含まれています。少し風化した面で見ると、黒雲母は茶色味を帯びた黒色で太陽の光で金色に光ります。角閃石は、真っ黒な角柱状をしています。斜長石は不透明な白色。石英は無色透明ですが岩石中では灰色に見えます。片麻状とは、有色鉱物（角閃石と黒雲母）が多い部分と無色鉱物（石英と長石）が多い部分が縞々をつくっているという意味です。この岩石の片麻状構造は強くありません。

領家花崗岩は岩相と地理的な広がりをもとに多くの岩体に分けられています。領家花崗岩を造った火成活動は1000万年以上続きました。ある岩体が貫入したあと、別な岩体が再び貫入したというような、新旧関係が解明されています。長谷村の非持から名づけられた“非持岩体”は、おもにトータル岩ですが、少し花崗閃緑岩もあります。伊那山地北～中部の中央構造線に最も近いところに分布し、領家帯でいちばん古い花崗岩質岩だと考えられています。

アプライト質片麻状細粒花崗岩

アプライトは、ほとんど無色鉱物からなる花崗岩質岩です。岩脈状に入ったものだと思います。ネームプレートでは「アプライト」になっていますが、顕微

高森山林道“鹿塩マイロナイト帯”観察ルート



鏡で見るとかなり黒雲母を含んでいますので、アプライトではありません。「優^{ゆう}白質片麻状細粒花崗岩」に訂正します。非持タイプに特徴的な褐簾石^{かつれんせき}という副成分鉱物が含まれています。

ミグマタイト化した片麻岩（褶曲が著しい）

泥岩を源岩とする黒雲母片麻岩です。露頭スケールの褶曲が見えます。白っぽい縞の部分の一部が花崗岩質になったところがあります。片麻岩的部分と花崗岩的部分が混在した岩石を“ミグマタイト”といいます。そのでき方としては、片麻岩の一部が溶けた場合と、溶けた液体が移動してきた場合があります。

ミグマタイト化した片麻岩とアプライト

ここではほとんど白っぽいアプライト脈に置き換わっています。

縞状片麻岩

板状の黒雲母が同じ向きに並んで、黒色の薄い層を作っています。直径1～4ミリメートルの大きめの白い粒はカリ長石です。中央構造線から800メートルの位置にあるこの片麻岩では、石英のマイロナイト化がかなり進んでいます。

マイロナイト化は、その岩石をつくっている主要な鉱物種のひとつ以上が細粒再結晶集合体になっているかどうかを、顕微鏡で見て判断します。マイロナイト変形では細粒化といっても砕かれるわけではなく、元素のゆっくりとした移動をともなって分裂していきます。石英は低温でもマイロナイト化しやすく、黒雲母も低温でマイロナイト化が始まります。変形が強くなるにつれて、石英や黒雲母の細粒化が進みます。また、カリ長石、斜長石の順で、マイロナイト化が進んでいきます。

花崗閃緑岩源マイロナイト（眼球状ポーフィロクラストが目立つ）

中央構造線から直線で670メートルのここでは、すっかりマイロナイト化しています。長石の大きなポーフィロクラストが特徴的です。

地表では断層の幅はシャープな面でしたが、地下15キロメートルのマイロナイト変形の深さでは幅広い剪断帯^{せんだんたい}になっています。ワラ半紙の束を押さえながらずらしていく様子を想像してください。1枚1枚の紙が少しずつずれています。この面にあたるのが、“マイロナイト面構造”です。マイロナイト面構造の姿勢も断層面と同じように走向と傾斜であらわします。杖突峠～青崩峠のマイロナイト

帯では、面構造はほぼ垂直です。面構造は野外の露頭でも分かりやすいので、確かめてみましょう。

面構造を見つけて、面構造の上を見ると鉱物が引き伸ばされたような線が見えます。これがマイロナイト線構造です。これが、ずれの方向を示しています。じっさいは、線構造はなかなか分かりにくく、岩石を採集し面構造と平行に岩石カッターで切って、少し磨くとはっきりと分かります。この地域ではマイロナイト線構造はほとんど水平です。

これで、この地域では南北の走向で傾斜が垂直な面構造が南北方向にずれたことが分かりました。しかし、西側が北へずれたのか、

東側が北にずれたのかは分かりません。それを調べるには、面構造に垂直で線構造に平行な面で岩石試料を切ります。その切断面上で、ポーフィロクラストの回転方向などの非対称構造を見て、ずれの向きを確かめます。この地域では、面構造に垂直で線構造に平行な面とは、だいたい水平面です。この露頭で水平面が出ているところをさがし、ポーフィロクラストの非対称構造を見つけてみましょう。偏光顕微鏡や電子顕微鏡レベルではいろいろな非対称構造のものさしがあります。

中央構造線沿いのマイロナイトが残しているのは、約7000万年前の白亜紀末期の記録です。その後、岩体全体が移動したり回転したりしていますから、当時の本当のずれの向きを復元するには、岩体の位置をもとに戻さなければなりません。まず日本列島を日本海拡大前の位置に戻します。そのとき赤石時階の「ハの字型」のめり込みもなおします。そうすると、マイロナイト帯は、大陸の東部にほぼ南北方向に位置していたことになります。ここで問題になっているのは、剪断帯がもともと今のように立っていたのか、始めは水平に寝ていたのかということです。もし立っていたのなら、海に近い側が北上していったことになります。寝ていたのなら、水平な剪断帯の上盤が南へ、下盤が北へ動いていったことになります。最近では“もともと水平説”が有力です。

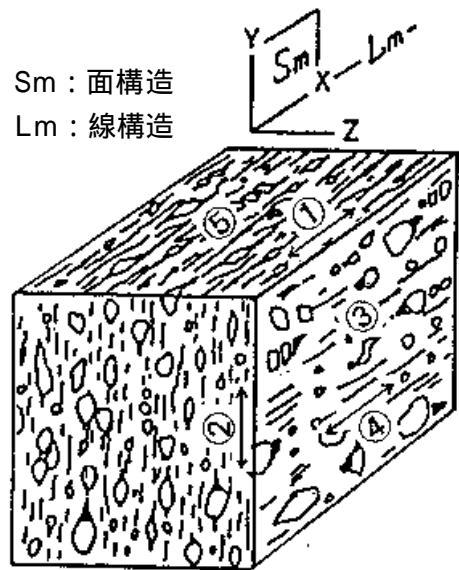
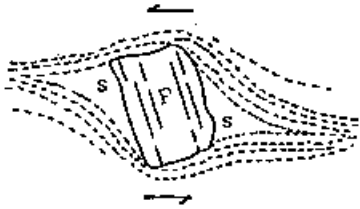


図2.12
マイロナイト面構造と線構造
(高木, 1993)

非対称プレッシャー・シャドウ

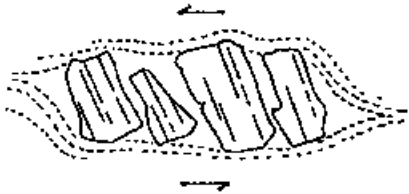


の2

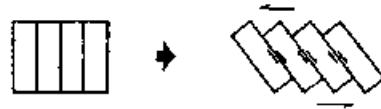


after Ghosh (1975)

破断されたポーフィロクラストの覆瓦構造



の2

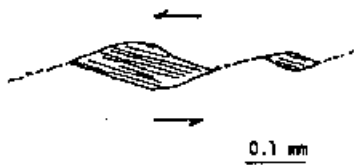


after Etchecopar (1974)

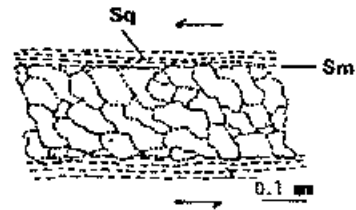
マイカフィッシュ

紡錘形ポーフィロクラスト

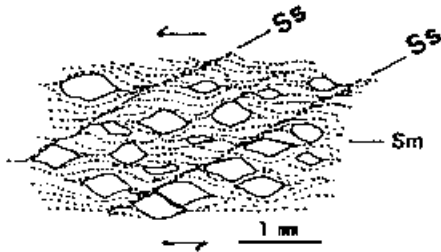
‘フィッシュ’の長軸の斜交性



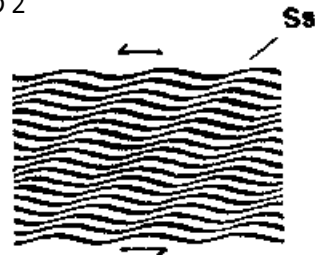
再結晶石英粒の形態定向配列の斜交性



シア（剪断）バンドの
面構造に対する斜交性



の2



after Meijermars & Rondeel (1984)

図2.12-2 様々な非対称構造 (高木, 1993を改変)

泥質片麻岩源マイロナイト（千枚岩状）

もとは、ざくろ石（ガーネット）を含む黒雲母片麻岩です。面構造に垂直で線構造に平行な面が出ている転石を見つけて、ルーペで見てください。層状の黒雲母がうねるように変形し、長石結晶がやや丸みを帯び始めているように見えませんか？

花崗閃緑岩源マイロナイト

長石ポーフィロクラストがたくさん見えます。やや風化した面で見ると、カリ長石と斜長石を見分けられます。透明感があるのがカリ長石、白く濁っているのが斜長石です。割合は、斜長石の方が多いですね。

淡緑灰色細粒マイロナイト（“鹿塩マイロナイト”）

次の との間、中央構造線から直線で250メートルの位置に断層があります。その断層より中央構造線に近い側は、地下10キロメートル程度の深さで剪断を受けたカタクレサイト（破碎岩）になっています。このマイロナイトはカタクレサイト帯に近く、かなり割れ目が入っています。基質の黒雲母は熱水変質を受けて緑泥石に変わっています。そのため全体に灰緑色に見えます。割れ目には、方解石（炭酸カルシウム）が沈殿しています。

今から100年以上前の1890年に、日本人として最初の地質学者である原田豊吉が、この地域の長石斑晶を持ち角閃石を含む灰緑色の片麻状岩石を、変質凝灰岩と考え「鹿塩片麻岩」と名づけました。その後1935年に杉健一が、「鹿塩片麻岩」は片麻岩ではなく、断層岩のマイロナイトであると考えました。1941年には小林貞一が、鹿塩マイロナイトをつくった活動を中央構造線の最初の活動と考え「鹿塩時階」と名づけました。1951年には、牛来正夫が高遠から紀伊半島へ続く鹿塩マイロナイトの分布域を「鹿塩構造帯」と名づけました。私たちはいま「鹿塩構造帯」を横断しているわけです。

ここでは灰緑色かどうかは別にして、長石のポーフィロクラストが目立つマイロナイトを“鹿塩マイロナイト”としておきます。このマイロナイトのポーフィロクラストは、直径1～2ミリメートルぐらいにまで小さくなっています。

砂泥質変堆積岩源カタクレサイト（片状マイクロブレッチャー化）

中央構造線から240メートルのこの岩石は、淡緑色部と黒色部の互層になった

カタクレーサイトです。淡緑色部は砂岩、黒色部は泥岩が源岩と思われませんが、破碎が強くて岩石試料が取れず、まだ調べていません。

マイロナイト変形は、中央構造線から500～1000メートルから始まっています。カタクレーサイト変形は、中央構造線から250～200メートルから始まっています。地表近くの変形であるガウジ帯の幅は数メートルです。一方、断層面上でのずれの量は、マイロナイトでは結晶格子スケール、カタクレーサイトでは岩石組織スケール、ガウジ帯では露頭スケールになります。ここから、全体として同じずれの量（変位量）をまかなうには、深いところほど剪断帯の幅は広くなければならないことになります。

“鹿塩マイロナイト”源カタクレーサイト

面構造がはっきりしないカタクレーサイトです。源岩の岩片はさまざまな方向へ回転しています。岩片の境界では源岩は粉碎されています。割れ目は白色の鉱物で充填されています。一部に熱水が通った跡もあります。

源岩は、ポーフィロクラストがはっきりしたマイロナイトです。白い斑点は源岩のポーフィロクラストです。顕微鏡で見ると、岩片がポーフィロクラストと細粒基質でできていることが分かります。源岩の黒雲母の一部は緑泥石に変わっています。

地下深部でマイロナイト変形を受けた岩石が、上昇した後も断層の活動を受けると、こんどはカタクレーサイト変形を受けます。こうしてマイロナイトを源岩とするカタクレーサイトができます。したがって、マイロナイト変形は古い時代の深い場所での変形、カタクレーサイト変形は新しい時代の浅い場所での変形と考えられます。

地下深部では幅広いマイロナイト帯ができます。より浅い位置での変形であるカタクレーサイト帯の幅はマイロナイト帯より狭くなります。したがって、マイロナイト帯が上昇し、新しい断層活動を受けても、そのすべてがカタクレーサイト化するわけではなく、剪断帯の中心に近い部分だけがカタクレーサイト重複変形を受けることになります。この高森山林道沿いの鹿塩構造帯では、中央構造線から250メートル付近がその重複変形の境界になっています。

砂泥質変堆積岩源カタクレーサイト（マイクロブレッチャー化）

との間に断層があり、岩相が変わっています。 と似ていますが、こちらの

方が破碎が進んでいます。面構造もはっきりしません。こちらも破碎が強くて岩石試料が取れず、調べられないでいます。もも、肉眼ではマイロナイト化の履歴があるかどうか分かりません。細粒の堆積岩が源岩だと、もともと細粒なためマイロナイト化しているかどうか肉眼ではほとんど分かりません。それがカタクレサイト化すると、源岩の履歴の判断はますます難しくなります。

林道入り口

林道入り口の位置は、地質境界としての中央構造線から西に90メートルになります。ここでは中央構造線は見えていません。国道152号線を南へ3キロメートル進んだ北川露頭で見てください。

2.13) 北川露頭

国道152号線の西側に大きな駐車場を作っています。国道を北上してくると、道の左側の駐車場はすぐ分かります。分杭峠から南下してくると、右カーブのすぐ先の右側の駐車場は見落としやすいですから、よく見ながら走りましょう。すぐ手前に矢立木砂防堰堤があります。行きすぎると、左側に不動様の祠があります。

駐車場に車を置き、矢印にしたがって川のほうに下りていきます。カラ松林の中に石積みがありますが、屋敷跡です。1961年（昭和36年）の伊那谷集中豪雨災害で、ここ北川は大きな被害を受け、全戸が離村しました。それまで谷筋には田畑が広がり分校もありました。土石流災害でほとんどの建物は流されましたが、この数軒は無事でした。カラ松は離村後に植林したものです。

川を見下ろす位置に解説板が立っています。すぐ下のテラス状の部分に出ているのは岩盤です。もとは川床礫層が載っていましたが、川沿いの露頭の見学者の上に落石のおそれがあるため、取り除きました。解説板の写真は、解説板の位置から撮った工事直後のものです。いまは表面がかなり風化していますが、岩盤の右半分が赤く、左半分が黒いことが分かります。右半分の赤い方が領家帯、左半分の黒い方が三波川帯です。

色がちがう岩盤の境界が中央構造線です。解説板も中央構造線の真上になります。足元から南へ、中央構造線が延びている方向に、鹿塩川が谷を刻んでいることが、よく分かりますね。遠方で鹿塩川は右へカーブしていき、手前の山にかく

れて見えなくなります。これは、中央構造線が分杭峠と鹿塩の中心地の間で、やや右カーブしているためです。はるか遠方の山は、平らな稜線の方が前茶臼山、三角形のピークが奥茶臼山で、秩父帯の固いチャートが侵食に耐えて稜線を残しています。

川沿いの崖に下りてみましょう。こんどは、上から見たときとは逆の南側から見ることになります。かなり崩れていますが、崖の左半分は白や赤、右半分は黒や緑色をしていることが分かるでしょう。

境界の幅1メートルほどは、灰黒色の帯になっています。この灰黒色の部分は、地表に近い深さで破碎された断層ガウジ帯です。ここのガウジ帯では、右よりの部分に完全に粘土化した帯状の部分があります。断層粘土が生じると水を通さなくなるため、すぐ上の破碎帯が地下水の水みちになります。そのため断層破碎帯が地表にあらわれているところは、湧水帯になることが多いのです。この露頭でも雨のあとには断層粘土のそばから水がしみだしています。粘土の一部は白色になっていますが、粘土のもとの岩石が白っぽかったのか、地下水による酸化

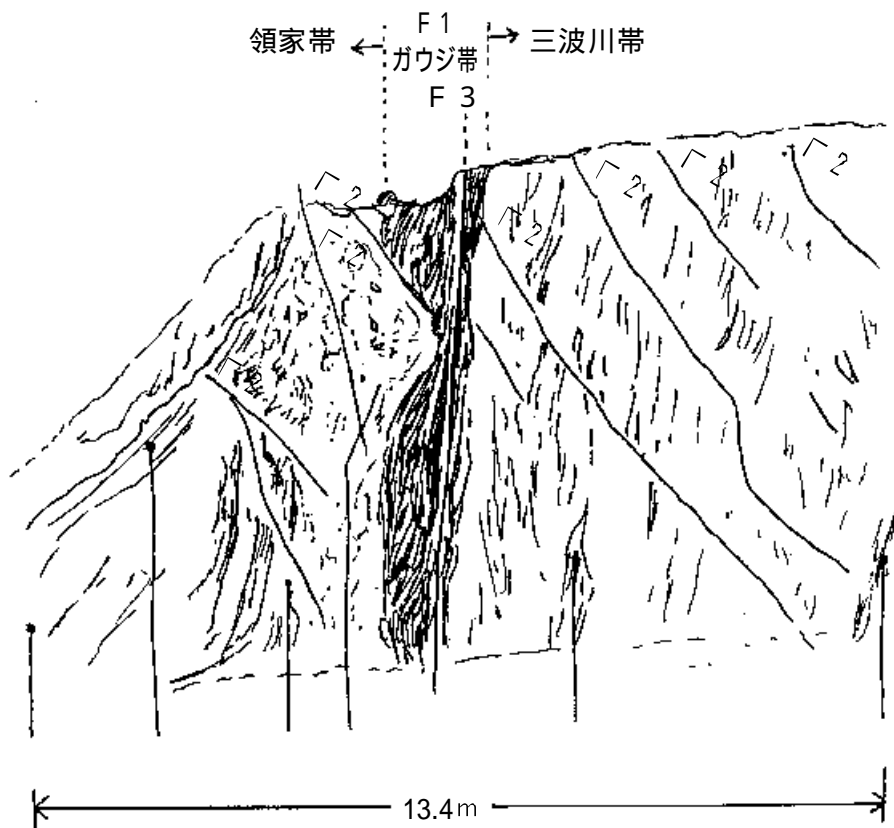


図2.13 北川露頭

など別な原因があるのか、私には判断できません。

粘土化が激しい部分と、やや固結した部分との境に、一直線の断層線が見えます。これは露頭上部の礫層を取り除いたテラス状の水平面でも、一直線に見えました。この露頭にあらわれた最新の断層面（F3）だと考えられます。

ここでは、ガウジ帯の左側は領家帯の岩石を源岩とするカタクレーサイト、右側は三波川帯の岩石を源岩とするカタクレーサイトです。

花崗岩質岩を源岩とするマイロナイト源カタクレーサイト

崖のいちばん左端の白っぽい部分です。破碎岩片は白い斑点状に見えますが、顕微鏡ではポーフィロクラストと細粒基質からなることが分かります。間を埋める黒っぽい部分は粉碎された部分です。

花崗岩質岩を源岩とするウルトラマイロナイト源弱カタクレーサイト

比較的固い部分に、ウルトラマイロナイトが見つかりました。ウルトラマイロナイトは、マイロナイト変形が進んで基質は非常に細粒緻密になり、ポーフィロクラストも肉眼では見えないほど小さくなっています。このウルトラマイロナイトも多量にポーフィロクラストを含んでいますが直径0.1ミリメートル程度まで小さくなっているため、肉眼ではチャートのように見えます。黒雲母が多くやや黒っぽい部分と、黒雲母をほとんど含まない白い部分が数ミリメートルでくりかえす縞状を呈しています。カタクレーサイト化は弱く、少し割れ目が入っている程度です。固いウルトラマイロナイトを破碎が迂回したものと思われる。

堆積岩起源片麻岩を源岩とするマイロナイト源カタクレーサイト

全体が白っぽい中に、黒い縞状の部分があります。この白黒の縞は片麻岩の構造をよく残しています。黒雲母とともに多量の白雲母を含んでいます。長石のポーフィロクラストもよく残っています。

花崗岩質岩を源岩とするマイロナイト源カタクレーサイト（かなり変質）

ガウジ帯のすぐ左側の白い脈状の部分です。カタクレーサイト化が強く小さな岩片に分断されていますが、岩片に直径0.5ミリメートル程度のポーフィロクラストが残っているところもあります。一見フェルサイト岩脈のように見えますが、この試料は明らかにマイロナイト源のカタクレーサイトです。試料をもっと採取して、調べる必要があります。

緑泥石白雲母黒色片岩

板状の緑泥石と白雲母が層状に配列した片理面が発達しています。炭質物を含むため黒く見えます。泥質岩起源の結晶片岩です。長石は三波川帯に特徴的な曹長石です。

顕微鏡観察用のプレパラートを作る固めの試料を、まだ緑色部分から取れていないのですが、引き続き調べていきます。

[F 0] 地質境界

と の間が地質境界としての中央構造線です。

[F 1] 赤石時階の断層ガウジ帯

地質境界に重なってガウジ帯ができています。ガウジ中の細粒物質からカリウム - アルゴン法で年代が得られています。2270万年、2070万年、1850万年という年代は、ほぼ日本海拡大にともなう赤石時階の年代です。断層ガウジは赤石時階の左横ずれで生じたと考えられています。ひとつだけ1240万年という若い年代が出ていますが、これは に接する部分で、熱水変質を受けた可能性があります。

このことは、いま露頭に見えている岩盤は、新第三紀のこの年代には断層ガウジが生じるような深さ数キロメートルの浅いところまで上昇していたと考えられます。

[F 2] 東から西へ低角でのし上げた断層群

領家帯側にも三波川帯側にも、右下から左上へ低い角度で横切る逆断層がたくさん見えます。この断層群は、ガウジ帯も切っています。断層による食いちがいの様子を見ると、上の岩盤が左上へずれていることが分かりますね。

断層の新旧は“切った切られた関係”で判断します。低角逆断層群が横ずれ断層ガウジ帯を切っているので、逆断層群の方が後の活動になります。

[F 3] 最新の断層

ところが、断層ガウジ帯の中の一直線の断層は、逆断層群（ F 2 ）を切っています。そこで、この断層が最新の断層と考えられます。

最新の断層の年代ははっきりしません。まったく変形していないことから、第四紀の断層である可能性が高いと思われます。上部の河床礫は変位していませんでした。上部の河床礫は、いまの鹿塩川の礫とまったく変わりません。川筋が現在の位置に変わったのがいつ頃かは分かりません。いまの河床は1961年

の集中豪雨で下がったということです。

2.14 手開沢^{てびらきさわ}

北川露頭から国道を南下していきますと、国道はいちど右岸へ渡り、まもなくもういちど橋を渡って左岸へ戻ります。まもなく左岸側から大きな支流が合流しています。国道は右へ曲がって支流を渡り、渡ってすぐ左へカーブしています。この支流は手開沢といえます。

合流点で車を降りて、まわりの地形を見てみましょう。磁石で方位を測ってみましょう。意外なことに、この橋は東西方向にかかっています。橋の下では手開沢は南から北へ流れています！

私はこのことに気づくのに何年もかかりました。国道は南北方向に走っているのが当然で、赤石山脈側からの支流は東から西へ流れ込むのが当然と思い込んでいたのです。先入観とはおそろしいものです。

橋を下手側に渡ったところで、右側の小さな切り通しを見てみましょう。塊状の岩石が出ています。領家帯のマイロナイト源カタクレーサイトです。片状のものもあります。その右側は手開沢に向かって急な崖になっています。

こんどは左側の橋のたもとから下を覗いて見ましょう。三波川帯の結晶片岩が出ています。そのすぐ右側は切り通しの崖ですがセメントで吹き付けられています。けれども、そのコブコブの外観は、塊状のマイロナイト源カタクレーサイトらしい。

この橋は東西方向にかかっているのですから、南北方向の中央構造線は橋と直角の方向です。そうすると、どうも橋の下手側の、橋と道路の境のあたりが中央構造線らしい。右側では三波川帯部分は弱いので沢の侵食を受け、固い領家のマイロナイト起源の岩石が残っていると考えると、中央構造線の位置が決まってきます。左側では中央構造線が尾根を上がっていると考えると、高いところの崖の頭に地質境界が出ていました。その位置を通過して中央構造線の延長を伸ばしていくと、鞍部ではなく、小さな断層丘陵の頭を通ります。

橋の上から北を見てみましょう。国道がずっと先でゆっくり左へカーブして見えなくなっています。じっさいはその先は右へ急カーブして、北方に見える尾根の先端を回ります。そこから崖を左下に下った鹿塩川の岸に、地質境界としての

中央構造線があります。崖にかぶさった土を取り除くと、露頭があらわれます。そこでは、ガウジ帯が見られないという特徴があります。その地点と、手開沢橋下手の地質境界と、小断層丘陵を結ぶ線は一本につながります。走向は北12度東です。これが地質境界としての中央構造線です。

こんどは、もういちど北方の尾根を見てください。尾根に凹字型の鞍部らしい地形があります。手開沢橋の南東の尾根にも小鞍部があります。この両方の鞍部を結ぶ線の走向は北24度東です。この線にほぼ沿う位置に、北方の鞍部を越える歩き道があります。そこをたどっていきますと、その線にそって粘土があり水が湧いています。鞍部は乾いていますが、北側に下った側でも粘土があり水が湧いています。そこで、赤石時階以後の新しい断層活動は、こちらの線に移ったのではないかと私は考えています。

こう考えると、橋の南の尾根で、地質境界が鞍部になっていないことや、手開沢合流点の不可思議な地形も説明がつきます。手開沢は合流点の手前で鹿塩川の上流方向へ曲げられています。これは不自然な地形です。もし新しい断層線で地形が右横ずれ変位してきたとすれば、この地形の説明がつきます。

北方の鞍部と川岸の地質境界は直線でおおよそ100メートル離れています。手開沢橋から400メートル南の大石沢をさかのぼると、三波川帯の岩石が幅広いガウジ帯になっているところがあります。そのあたりが新旧の断層線の延長が分岐するあたりになります。

『新編日本の活断層』という本では、杖突峠～大河原間は確実度、大河原～水窪は確実度 という評価になっています。確実度は活断層の疑いがある、確実度

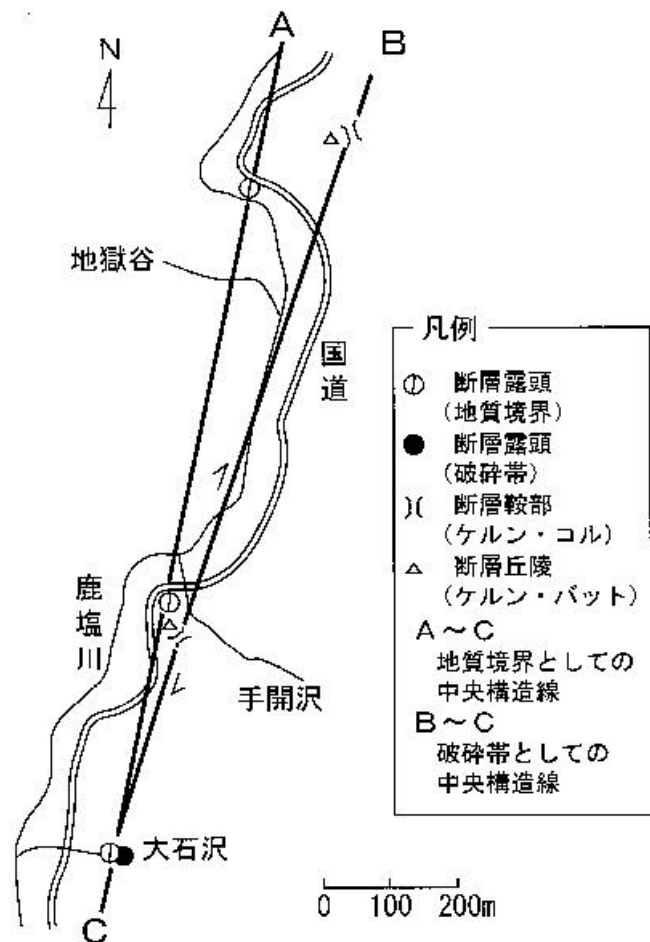


図 2 . 14 手開沢の変位地形

はまず確実に活断層であるというような意味です。大河原～水窪間は右横ずれと考えられています。杖突峠～大河原間は変位の方向は読み取れないとしています。しかし、長谷村の火山灰層の変状は、その下の岩盤が地質境界の中央構造線とほぼ重なる位置で右横ずれに動いたとすると説明できますし、ここ手開沢の地形も新しい断層線での右横ずれで説明できると思います。ただこの考えにとっての問題点は、北方の尾根の鞍部では左横ずれが示唆されることです。

杖突峠～水窪の間では、地質境界としての中央構造線と活断層としての中央構造線は、離れても100メートル以内で、ほぼ重なる位置にありそうです。和歌山や四国の中央構造線活断層系はたいへん活動的です。和歌山や四国では、最も活動的な活断層と地質境界は、1キロメートル以上離れて並走しているほうが普通です。

2.15 儀内路ぎないじ～大塩

手開沢から小塩までは、国道152号線は、ほぼ中央構造線沿いをたどっています。そのようなとき、道は必然的に断層鞍部を通るようになります。

手開沢から少し南へ進むと、大鹿側の最初の集落があります。集落の名は女高おなだかといいます。そのまま進み、次に「治山30年」の石碑のところまで左へ上る道が分岐するところまで来ますと、なんとなく秋葉街道の面影があります。そこは、中央構造線の断層鞍部です。集落の名は儀内路といいます。

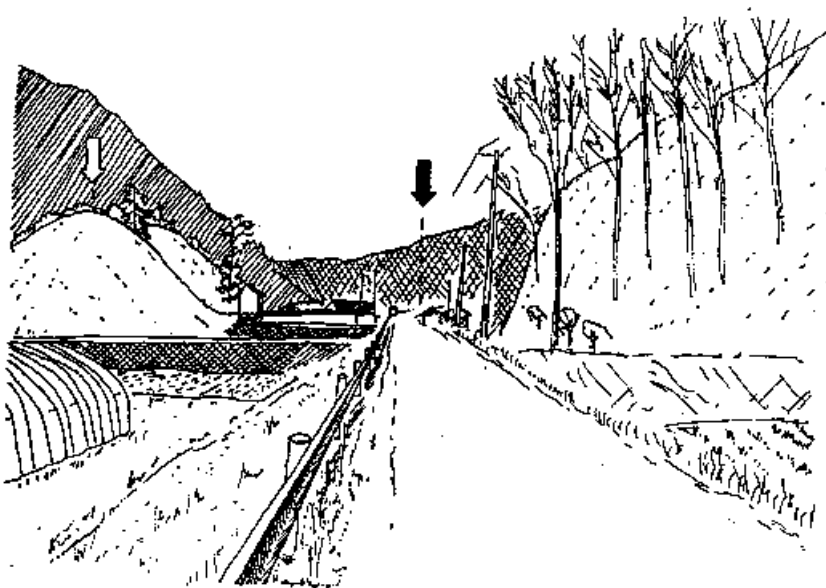


図2.15
儀内路断層鞍部
断層鞍部（黒矢印）
断層丘陵（白矢印）

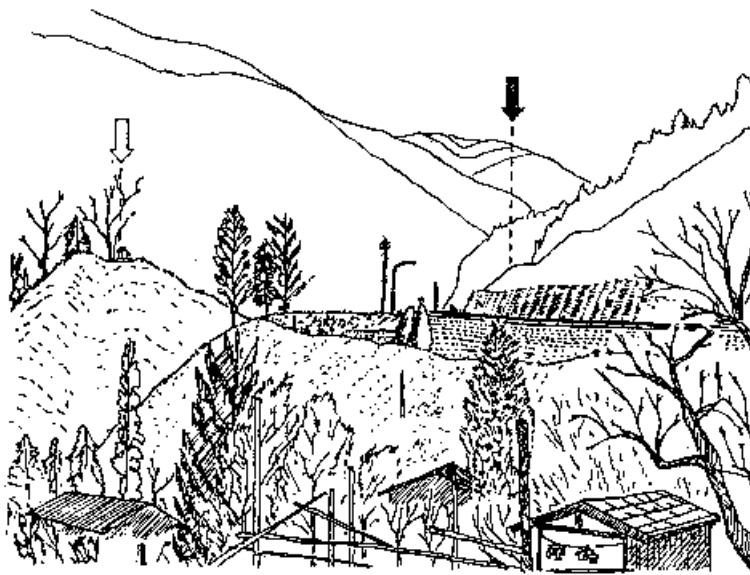


図2 . 15 - 2
大塩断層鞍部
断層鞍部 (黒矢印)
断層丘陵 (白矢印)

国道と鹿塩川との間の丘が断層丘陵です。地質境界は断層丘陵をわずかに登った斜面にあるようです。川に近い側にはマイロナイトが出ています。スケッチは、反対の南側から見たものです。

この先、いくつかの断層鞍部を国道が通過していきます。民宿“たかやす”の北の切り通しも中央構造線の断層鞍部です。西側の小さな断層丘陵はマイロナイト源カタクレーサイトです。東側の道路のり面の工事のときには三波川帯の岩石が出ていました。

民宿の先で国道の幅が広がります。そこの切りとおしの川側にはゲートボール場があります。その丘も断層丘陵です。丘陵の、ゲートボール場に面した崖に色が変わっている境界がありますが、これは中央構造線ではありません。淡緑色の部分はマイロナイトです。地質境界は、反対の東側の道路のり面の高い位置になります。工事のときに、はっきりと出たそうです。この場所の地名は大塩です。ここのスケッチも、南側から見たものです。

2 . 16 大鹿中学校から

鹿塩の中心部に近づくと大鹿中学校があります。鹿塩川の対岸に鹿塩マイロナイトが出ていますね。

国道左手の中学校校庭の擁壁が終わるあたりで、鹿塩の町並みを遠望してみましょう。家並みの向こうの尾根に、溝のような窪みがふもとから尾根に向かって

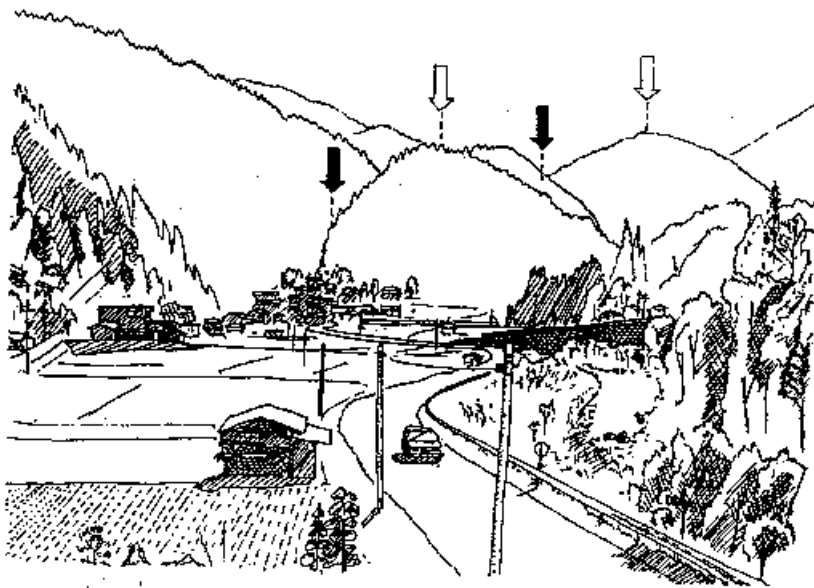


図 2 . 16
大鹿中学校から断層鞍部列
部列
断層鞍部列(黒矢印)
断層丘陵列(白矢印)

続き、その先の尾根が凹字型にくぼんでいます。中央構造線の断層鞍部です。右手の断層丘陵を城山じょうやまといいます。

いまいる場所では、中央構造線は中学校の裏手の斜面を通っています。したがって、南北走向の中央構造線を、北北西から斜めに見ていることになります。城山の鞍部の次の鞍部は、城山に隠れて見えません。けれども、城山の次の断層丘陵の一部が見えています。河合の断層丘陵です。その向こうに大きな丘が見えます。これが大鹿では最大の居森山いもりやまの断層丘陵です。この断層鞍部列を縫う古道がありますから、後でたどっていきましょう。

2 . 17 塩 の 里

その前に、鹿塩の交差点からちょっと寄り道して、東側へ入ったところにある“塩の里”という地場産農産物加工・販売センターへ行ってみましょう。“塩の里”の手前の鹿塩郵便局と営林局小渋治山事業所の間が中央構造線の位置です。

鹿塩の何カ所かで濃い塩水が湧いています。鹿塩の地名も、出雲の健御名方命たけみなかたのみことが鹿を捕り塩泉を見つけて調理したという伝説によっています。鹿塩の古い集落はここから標高で200～400メートル上がった赤石山脈の斜面にあります。しかし塩水が湧いているのは山すそです。

南北朝時代に大鹿が東国における南朝の拠点になったのは、塩があるため孤立しても生きていけるというのが理由の一つとされています。もう一つは中央構造

線です。中央構造線の谷をたどってみてください。南朝の朝廷があった吉野に通じます。

明治時代には旧徳島藩士が岩塩を探し続け、のちには塩水を煮詰めて製塩事業を試みました。そののちには塩泉を沸かして湯治場になりました。いまは3軒の旅館が営業しています。鹿塩の塩泉の特徴は、塩化ナトリウムは海水と同じくらい濃いにもかかわらず、マグネシウムイオン・カルシウムイオン・硫酸イオンをほとんど含んでいないことです。そのためべとつかず、においもありません。

“塩の里”の地下に、塩と大鹿の歴史のかかわりについての展示とともに、なぜ塩水が湧くのかということ考えた展示を作りました。答えはいまのところ“謎である”ということです。

日本列島には岩塩は無いとされています。一時は地層中に閉じ込められた古海水ではないかという説が有力でした。この説の難点は、鹿塩には海の地層がないことです。最近塩ではなく、塩を溶かしこんでいる源泉の水の由来を調べる技術が発達しました。原子核を構成する中性子の数のちがいにより、同じ元素にもいくつかの安定同位体があります。水分子をつくる水素原子と酸素原子についていえば、水素1（軽水素）と水素2（重水素）、酸素16と酸素18が、いろいろな割合で組み合わせさせた水ができます。これらの比率は、海水、天水（雨水と雪およびそれらがしみこんだ地下水や川の水）、地層中に閉じ込められた古海水、プレート沈み込み帯で発生するマグマに含まれる安山岩水ではそれぞれ特有の比率があります。

この方法で鹿塩塩泉の水を調べたところ、なんと安山岩水に近い値が出ました。この地域にはまったく沈み込み帯の火山岩が無いにもかかわらず。というわけで、謎は深まるばかりです。

もともと沈み込み帯のマグマに含まれる水は、海洋プレートの含水鉱物から脱水したものです。そこで展示では、三波川変成作用による緑色岩の緑泥石の脱水というところに夢を少し追ってみました。

屋外の塩川との間の庭園の石は、すべて塩川の石を用いています。ほとんど三波川帯の緑色岩とかんらん岩です。敷地の周囲にめぐらしてある土留めの石もすべて塩川流域の石で、ほとんど緑色岩です。お気づきになりましたか？ 塩川の転石も見てください。塩湯荘の前の川床には、三波川結晶片岩の露頭が少し見えています。

2.18 河合～中尾

鹿塩の辻へ戻って、こんどは先ほど中学校から見た断層鞍部ルートをとります。国道はゆるくSカーブしながら塩川を渡りますが、そちらへは行かず、バス停の手前からまっすぐ南へ分岐する道を行きます。塩川を渡ってすぐに登り坂になります。この道はヘアピンカーブをくり返しながらか、ほぼ中央構造線沿いに登っていきます。左へ道が分岐する地点を過ぎるとすぐに城山の鞍部にさしかかります。よっぽど注意していないと見落とします。次の切りとおしのところで急に視界が開けます。そこが河合の断層鞍部です。解説看板が立っていますから車を降りて見てみましょう。ここから次の居森山の断層鞍部がよく見えます。

いまの国道は川沿いを通っています。しかし川沿いの低地は、本来は氾濫原という大水のときは河原になるところです。大鹿ではそのような場所に人が住み始めるのは明治になってからです。江戸時代までは水田にはしますが集落はもっと高いところに作りました。おもに、赤石山脈山腹の地すべり跡地の南斜面に古い集落があります。地質的には三波川帯です。三波川帯の結晶片岩や緑色岩は地すべりを起しやすいんですね。それが人が住める緩斜面を造りました。

そこで、古道も流されやすい川沿いではなく、やや高い所を通ることになります。そのとき尾根を越えるのに断層鞍部を使うのが合理的ですね。断層鞍部列を結ぶように道ができます。結果として、まったく中央構造線上に古道が通じま

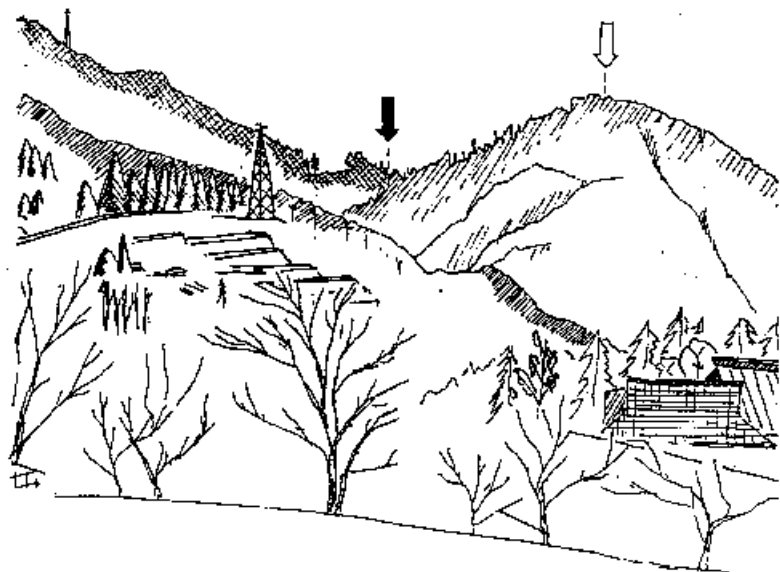


図2.18
河合の断層鞍部から
居森山断層鞍部
居森山断層丘陵
(白矢印)
断層鞍部(黒矢印)

秋葉街道の位置には諸説あります。この河合の鞍部の東側のすぐ上には、南北朝の伝説を持つ“夜泣き松”があります。道祖神もあります。居森山の山頂には立派な神社があります。その先にも鞍部がいくつか続いています。堀田城の鞍部の近くにも神社があります。こういうことから、この中央構造線鞍部ルートは、江戸時代までの秋葉街道の候補のひとつだと思います。

なお、この切りとおしを広げる工事のときに中央構造線が見えたそうです。いまは舗装の下になっています。

2.19 清水下部

居森山の鞍部を越えてなお進むと、右手に降りる道がありますが、そのまま進みます。右はるか遠方に、木曾山脈の氷河地形が見えます。やがて広めの道がヘアピンカーブしている場所に出ます。ここは清水集落の最下部です。ここからは集落は見えませんが、広めの道を登っていくと、標高差200メートルにわたって点々と人家が続きます。そのまま登り続けると30分ほどで夕立神展望台に着きます。そこからは赤石岳や荒川岳をはじめ、赤石山脈主稜線の四万十帯の山々を望むことができます。

それではヘアピンカーブの端に車を置いて、南の方を見てみましょう。中央構造線沿いの谷と地蔵峠が見えます。九州へ続く谷の一部です。眼下に小渋川と青木川の合流点が見えます。そのそばの赤と緑の三角屋根の建物が大鹿村中央構造線博物館です。となりの黄色っぽい建物は歴史民俗資料館“ろくべん館”です。中央構造線は、博物館とろくべん館の間を通っています。いまいるこの場所は三波川帯です。

小渋川の対岸に大きな崩壊地がせまって見えます。大西山腹の大崩壊地です。1961年（昭和36年）の集中豪雨でマイロナイト帯が大崩壊しました。公園になっている台地は、崩壊礫の堆積です。もとは川だったところです。いま川が流れているところは水田でした。崩壊土砂の一部はこちら岸の集落まで押し寄せ、42名の方が亡くなりました。「崩壊土砂」と表現しましたが、この崩壊は固い岩盤そのものが崩れ落ちた特異な崩壊です。公園の一部は、マイロナイトの巨礫が積み重なった崩壊当時のまま保存しています。



図 2 . 19
大西山腹崩壊地のマイ
ロナイト大露頭
A : 片麻状花崗岩
 (灰色)
B : 花崗岩 (赤)
C : 変成岩源マイロ
 ナイト (黒)
D : マイロナイト
 (灰色)

マイロナイトは深部で断層のずれを受け、細粒化して固い岩石になっています。岩質が固いため斜面は急傾斜になります。ところが浅部へ上昇後にも再び断層のずれを受け、中央構造線に近いところはカタクレーサイト化し、カタクレーサイトにまでは破碎されていないところにも割れ目が生じているのは、高森山林道で見たとおりです。

この割れ目に水が入り、割れ目付近は黒雲母が緑泥石化しているため、うっすらと緑がかって見えます。割れ目には多くの場合石灰分が沈殿しています。この割れ目のため、固いけれどももろい岩石になっていて、崩れるときには一気に崩壊しやすい性質があります。

普通の花崗岩は大きめの結晶でできています。表面から数十メートル程度まで、寒暖のくりかえしと水の影響で黒雲母や長石が粘土化し、風化に強い石英粒が残り、砂と土を混ぜたような“マサ化”という風化をします。そのためザラザ

ラと崩壊しますが、大規模な崩壊にはなりません。

大西の崩壊地の灰色の部分がマイロナイトです。その上の赤味を帯びた部分が花崗岩です。花崗岩が風化すると含まれていた磁鉄鉱などの鉱物が酸化して赤っぽくなります。下のマイロナイトの支えを失って花崗岩が崩壊しています。花崗岩部分の傾斜とマイロナイト部分の傾斜を比べてみましょう。花崗岩部分の方が傾斜がゆるいですね。これは、ふだんは花崗岩の方が小規模に崩れやすいことを示しています。最上部の白っぽい縞状の部分は、片麻岩の構造を残していますがほとんど花崗岩化したミグマタイトだと私は思っています。そのようなタイプの花崗岩はマサ化しにくいようです。

マイロナイトの上に花崗岩が乗っているように見えますが、それは斜面のための見かけです。じっさいの境界はほぼ垂直です。手前にあるマイロナイトが斜面の下の方に、奥の花崗岩が斜面の上の方に見えているんですね。高森山林道で、中央構造線から500～1000メートル以内がマイロナイト化していたことを思い出してください。そうすると、もし木や土がなければ、マイロナイト帯が中央構造線沿いに延々と続いているはずですが、伊那山地の斜面に地蔵峠へ向かってマイロナイト帯の帯が続く姿を想像してみましょう。じつは、ほぼそのような姿でマイロナイト帯は紀伊半島まで続いています。和歌山から西では、領家帯の中央構造線沿いは和泉層群という白亜紀の堆積岩に覆われてしまいます。

2.20 小 渋 橋

中央構造線博物館へ向かう途中で小渋川を渡ります。橋から赤石岳がみごとに見えます。車から降りて、河床をのぞいて見ましょう。灰黒色の砂岩と黒い泥のため、全体に黒っぽく見えますね。市野瀬の三峰川や鹿塩の塩川の石は緑色でした。これは三波川帯の緑色岩です。小渋川の黒い砂岩や泥岩は、赤石山脈主稜線の四万十帯の岩石です。小渋本谷の源流には荒川岳の大崩壊地があり、四万十帯の礫が大量に供給されています。博物館がある平坦地は、小渋川の土石流が運んだ四万十帯の礫で埋め立てられたところです。博物館の下では、礫層の厚さは20メートルあります。

四万十帯は沖縄本島から関東山地・房総半島南部まで、西南日本のいちばん太平洋側の骨組みを造っています。四万十川はもちろん、奥多摩も四万十帯ですか

ら東京の多摩川の石も四万十帯の岩石です。多摩川では、少し秩父帯の石灰岩やチャートも混じり、ここの小渋川と礫種はほとんど同じです。

2.21 大鹿村中央構造線博物館

博物館には外の岩石園にも館内展示室にも、赤石山脈側の石や伊那山地側の石をたくさん展示しています。北川露頭の一部を剥ぎ取ってきた実物標本もあります。露頭クリーニング直後の状態で見られますから、新旧の断層の切った切られた関係もよく分かります。地形地質模型で、赤石傾動運動や、マイロナイト帯と三波川帯の地形のちがいも分かります。とりわけ、三波川帯の地すべり地形と集落の関係に注目しましょう。昭和36年災害の記録映像もあります。マイロナイトについては、この地域のものだけでなく、飛騨のはんれい岩源マイロナイトや日高のかんらん岩源マイロナイトも参考展示しています。地震についてのご質問にもお答えします。

博物館ホームページもごらんください。

[http:// www.iidanet.or.jp/~kozosen](http://www.iidanet.or.jp/~kozosen)

2.22 大西公園

大西山腹大崩壊の崩壊礫の台地に作られた大西公園では、観音様裏の未整備の部分でマイロナイトのよい標本が拾えます。面構造と線構造に注意して、面構造に垂直で線構造に平行な面がよく出た標本を拾いましょう。面さえ出ていれば、簡単なディスクグラインダで磨くだけでも見やすくなります。

大西公園から正面に赤石岳が見えます。ここから赤石岳まで15キロメートルあります。赤石岳がよく見えるのは、ここから赤石岳の広河原まで一直線に断層が通っているからです。その断層を“小渋断層”といいます。小渋断層も、博物館の地形地質模型で確かめましょう。

中央構造線沿いの谷は、地質の弱線部に従って刻まれているので“従谷”といいます。これに対して、地質構造を横断して刻まれた谷を“横谷”といいます。たとえば、巫女淵や小瀬戸峡部分の三峰川や、大鹿の塩川、伊那山地を横切る小渋川は横谷です。

赤石山脈の小渋川は三波川帯・秩父帯・四万十帯の地質構造を切っていますが、小渋断層という断層沿いを一直線に掘り下げているので、従谷でもありません。

2.23 下青木城の腰

博物館岩石園からは、北の堀田城と南の^{じょう こし}城の腰の2カ所の中央構造線断層鞍部が見えます。城の腰の鞍部の下で、地主の木下良明さんが重機をたのんで中央構造線の一部を掘り出しました。すぐ下には緑色岩の巨大転石もあります。また、断層丘陵は南北朝～戦国時代ののろし台であるとか。

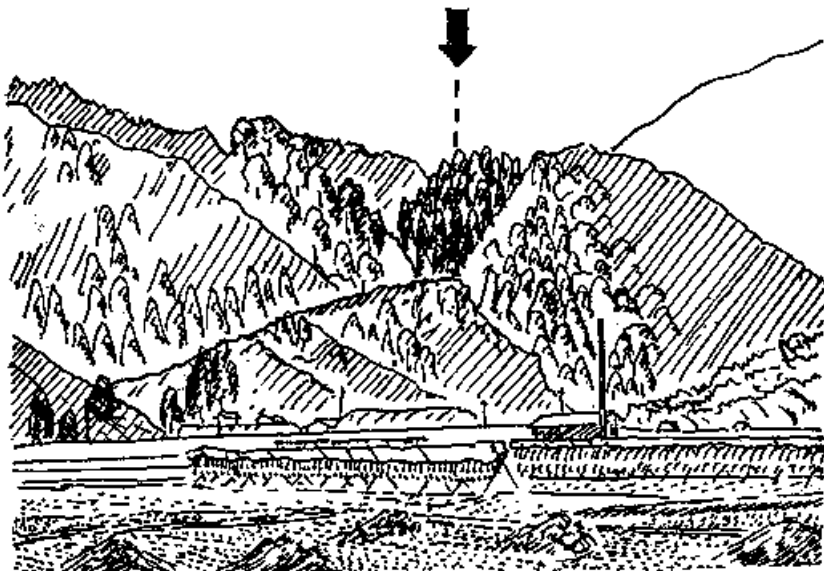


図2.23
城の腰断層鞍部
博物館から見た城
の腰断層鞍部
(黒矢印)

2.24 大 沢

こんどは国道152号線を地蔵峠へ向かいます。国道といっても1車線です。青木川の右岸(東側)を南下します。いちど国道が左岸に渡り、再び右岸に戻った先すぐに左カーブを曲がると、正面に大沢の断層丘陵が見えます。丘陵の左奥が断層鞍部です。

この地形は、大河原～水窪の中央構造線活断層系が确实度と判定された根拠の一つです。断層鞍部の左手から下ってきた尾根の先端が断層丘陵だとすると、断層丘陵は手前に動いてきたように見えます。中央構造線はいま立っている場所

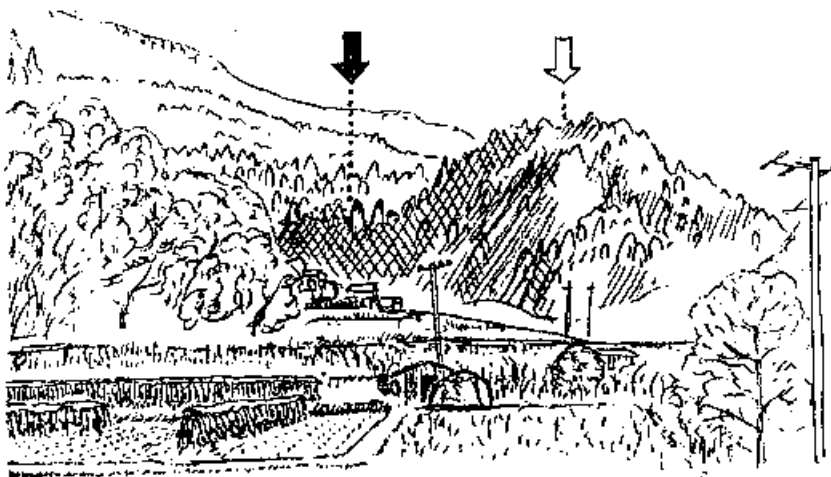


図2.24
大沢の断層鞍部（黒矢印）と断層丘陵（白矢印）。丘陵が手前に動いているように見える。

の左の斜面を登ったところにあります（ここからは見えませんが、そこにも小さな鞍部があります）。中央構造線は、そこから大沢の鞍部へ続いているわけです。中央構造線を境に断層丘陵があるこちら側が手前に、向こう側が遠くへ動いています。断層線を境に向き合って立ったとき、相手側が右へ動いていますから、右横ずれ断層です。

さきほどの城の腰の断層丘陵も、少し右横ずれしたように見えます。城の腰から水窪にかけて、右横ずれと考えられる地形が系統的に見られます。

2.25 安康露頭 あんこう

大沢を過ぎ、深ヶ沢の陶芸家の窯とキャンプ場を過ぎると、人家はなくなります。国道は左岸を通っています。大きな堰堤を過ぎ、右手の伊那山地側から流入する南沢の橋を渡り、Sカーブを過ぎると、次の安康沢の橋があります。そこに安康露頭入り口の標識があります。反対側の地蔵峠から下ってくると見落としやすいのですが、峠の急坂を下り、赤石山脈側に入っていく営林署の林道の、鎖で封鎖された入り口を過ぎたらまもなくです。

橋の北側のたもとから沢沿いに歩き道をつけてあります。下ってすぐの青木川本流の向こう岸に中央構造線の露頭が出ています。青木川は赤石山脈の秩父帯が源流で、ここまでは西に向かって流れ、ここで中央構造線沿いに向きを変えて北へ流れます。安康沢は、ほぼ中央構造線沿いに地蔵峠から流れてきます。安康沢上流の工事により大量の礫が流れ下っているので、露頭が埋まらないか心配でし

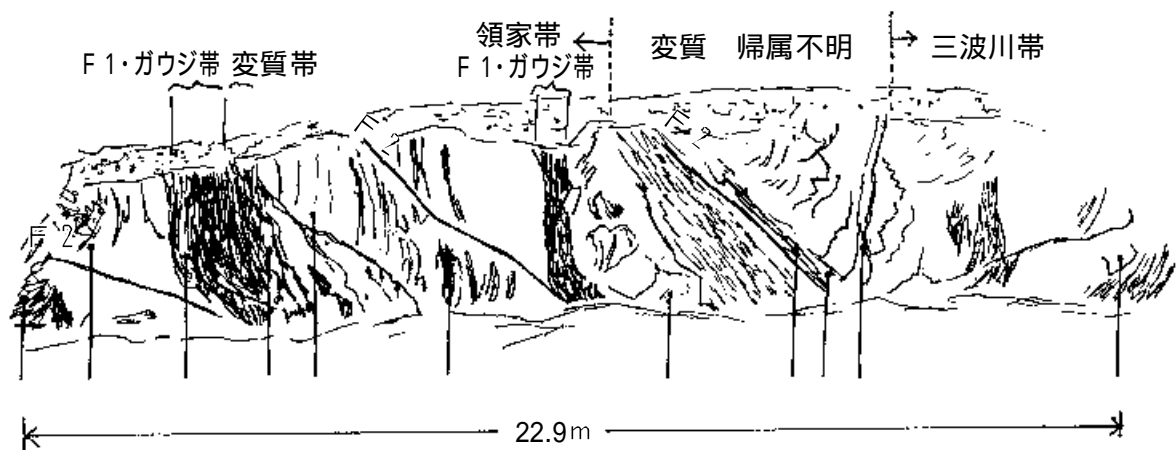


図 2 . 25 安康露頭

た。青木川の対岸に渡る仮橋は礫に埋まってしまいました。本流の流路は露頭側に押し付けられました。その結果、雨で水量が増すたびに露頭が洗われるので、クリーニング後に近い状態で観察できます。

安康露頭の最大の特徴は、赤石時階の再活動による断層ガウジ帯が2列あることです。

左側のガウジ帯の幅は約2メートルあります。その左側から見ていきましょう。

堆積岩起源片麻岩を源岩とするマイロナイト源カタクレーサイト

(やや変質)

黒っぽい縞状の部分です。白雲母のマイカフィッシュを含んでいます。割れ目にそって変質しています。

花崗岩質岩を源岩とするマイロナイト源カタクレーサイト(かなり変質)

ガウジ帯の左の白っぽい部分です。ポーフィロクラストと細粒基質が残っています。全体に、かなり熱水変質を受けています。

堆積岩起源片麻岩を源岩とするマイロナイト源カタクレーサイト

(かなり変質)

左のガウジ帯の中の、ガウジ化をまぬがれた部分。岩片が丸みを帯びています。岩片の中は片麻状組織が見られます。白雲母を含みます。

変質鉍物脈（緑泥石と炭酸塩鉍物に富む）

左のガウジ帯のすぐ右側にある淡緑色の変質脈です。緑泥石と炭酸塩鉍物に富んでいます。炭酸塩鉍物の脈は、脈の延びの方向に入るとともに、直交する方向に枝を伸ばすように成長しています。熱水変質脈はガウジ帯を切っています。

マイロナイト源カタクレーサイト（かなり変質）

変質鉍物脈のすぐ右側の白っぽい部分です。破断したポーフロクラストが残っています。

堆積岩起源片麻岩を源岩とするマイロナイト源カタクレーサイト

（やや変質）

2列のガウジ帯の間の、黒っぽい縞状の部分です。長径1ミリメートル近い白雲母のマイカフィッシュが見つかりました。

右側のガウジ帯の幅は約60センチメートルです。このガウジ帯の両側の白っぽい部分の試料は、採取できていません。

変質鉍物脈（緑泥石と炭酸塩鉍物に富む）

右のガウジ帯の右側の白っぽい部分の、右端の淡緑色に変質した部分。源岩不明。

強く変質した片状カタクレーサイト（源岩は三波川帯？）

ガウジ帯の右に、東に傾斜した幅広の緑色片状部分があります。その右端の部分です。対岸に延長と思われる部分が顔を出しています。顕微鏡では、直径0.2ミリメートルほどの明瞭な曹長石らしき斑晶が見えます。曹長石は三波川帯に特徴的です。強い片状も三波川帯起源を思わせます。

変質鉍物脈（緑泥石と炭酸塩鉍物に富む）

の右となりの鮮やかな緑色部分です。

強く変質したカタクレーサイト（源岩は三波川帯？）

の右側の褐色部分です。マイロナイト化の痕跡が見られず、三波川帯の可能性が高いと思われませんが、確信を持ってません。

御荷鉾緑色岩（かなり変質）

ずっと右側の塊状部分です。多量の緑簾石を含んでいます。

[F 0] 地質境界

から左が領家帯であることは確実です。 が三波川帯であることも確実です。 と もおそらく三波川帯です。

右側のガウジ帯の両側の白っぽい部分を調べる必要があります。

いままでの記載では、両方のガウジ帯左側の白っぽい部分をフェルサイト岩脈としています。しかしいまのところ、溝口のような火成岩組織を持つ岩脈は見つかっていません。その確認のためにも白っぽい部分をもっと調べる必要があります。

[F 1] 灰黒色断層ガウジ帯

ガウジ帯が形成された後に、熱水変質帯が生じたと考えられます。

[F 2] 東から西へのし上げる低角衝上断層群

北川露頭と同じように、ガウジ帯を切る低角衝上断層群が生じています。付近の断層がこの系統かどうかは保留です。

2.26 地蔵峠

安康露頭から車で10分で、地蔵峠に着きます。ここでも分杭峠と同じように、北側が傾斜が急で南側は緩くなっていますね。

峠から大鹿側を振り返ってみましょう。堰堤の向こうに、深ヶ沢の鞍部が見えます、そのまままっすぐに延ばすと居森山の鞍部にたどり着きます。

では、どうして川筋が西へ寄るのでしょうか。もし岩石が弱い方へ掘りこみが進むのなら、三波川帯側に川が寄るはずですが、じっさいは、マイロナイト帯を掘りこんでいます。

考えの一つは、東上がりの傾動によるというもの。別な考えは三波川帯の地すべりにより西へ押し付けられるというもの。3番目は中央構造線の東傾斜によるというものです。これは赤石地塊の隆起が始まったときには中央構造線沿いに川筋ができました。隆起が続くのにともない川は掘りこみ続けていきますが、そのとき川筋は固定される傾向があるので、川は真下に掘り下げていきます。ところ

が中央構造線の断層面は東傾斜なので、谷の周辺が低くなっていくとともに、地表面の中央構造線の位置は東へ移動していきます。そのため、谷の侵食が進むほど川筋と中央構造線は離れていくこととなります。この考えならば、紀伊半島や四国では川筋が三波川帯側にあることも、断層面の傾きも紀伊半島や四国では赤石山脈と違い北に傾斜（内帯側に傾斜）しているので、説明がつかます。

帰りに、ぜひ天竜川の石を見てください。白地に黒い斑点が少し入った花崗岩が圧倒的に多いですね。天竜川の兩岸の伊那山地と木曾山脈は領家帯の花崗岩でできています。赤石山脈からの石も三峰川・小渋川・遠山川から流れ込みますが、全体としては花崗岩がほとんどです。

天竜川は佐久間で中央構造線を横切ります。天竜二股までの間に気田川などから四万十帯の礫が流れ込みます。そのため黒い礫もかなり増えます。けれども海に入って最後に残るのは、花崗岩が砕けてできる石英の砂です。そこで遠州灘では、天竜河口の近くでも、白い砂の砂丘になっています。

一方、赤石山脈の向こう側の大井川は、まったく四万十帯だけを流れます。そこで小渋の本谷と同じような灰黒色の砂岩が河床礫になっています。安部川も、東側の山腹を糸魚川 - 静岡構造線が通っているので少しフォッサマグナの安山岩などが混ざりますが、河床礫のほとんどは四万十帯の砂岩です。大井川や安倍川の礫が海にはいると小礫になります。大量の石英砂を供給する花崗岩礫はありませんから、海岸は黒い小礫の浜になります。

そこで、静岡県の海岸で、白い砂の浜と黒い小礫の浜の境界を探せば、どこまで天竜川の砂が流れているかが分かるはずですが、そうして分かったことは、天竜川の砂は御前崎をまわりこんで駿河湾側はかなり先まで達していることでした。相良町の片浜海岸というところまで白い砂の海岸です。ところがそこから2キロメートル北の、榛原町の静浜海岸では劇的に黒い礫の海岸に変わります。そこから清水市の三保の松原まで追跡しましたが、ずっと黒い浜でした。

中央構造線の影響は、川を介して、静岡県の海岸まで及んでいるのです。と同時に、天竜川の砂が駿河湾内の海岸までも養ってきたことに驚きました。

図の出典

- 図 2 . 1 大久保雅弘・藤田至則 (1994): 地学ハンドブック第 6 版, p81, (築地書館)
- 図 2 . 3 大塚 勉 (2000): 大鹿村中央構造線博物館講演資料に加筆
- 図 2 . 3 - 2 藤森孝俊 (1991): 活断層から見たプルアパートベイズンとしての諏訪盆地の形成, 地理学評論, 64A10, p665-696, (日本地理学会)
- 図 2 . 8 松島信幸・寺平 宏 (2000): 和泉原における中央構造線の新期活動, 中山間地域総合整備事業黒河内地区圃場整備事業に伴う埋蔵文化財緊急発掘報告書第 2 節 (長野県上伊那地方事務所・長谷村教育委員会)
- 図 2 . 9 斎藤靖二 (1992): 日本列島の生い立ちを読む, p34, (岩波書店)
- 図 2 . 12 高木秀雄 (1993): 中央構造線とマイロナイト, p26, (大鹿村中央構造線博物館)
- 図 2 . 12 - 2 高木秀雄 (1993): 中央構造線とマイロナイト, p28, (大鹿村中央構造線博物館)

おわりに

最後に、ぜひ理解をお願いしたいことがあります。それは、日本列島が常に動いているということと、その変動が日本列島の大地の恵みを与えてくれているということです。

大鹿村中央構造線博物館構内に国土交通省国土地理院の GPS 電子基準点があります。1階ホールから見える銀色のタワーがそれです。人工衛星を利用した、全国1000カ所の測量基準点の一つです。それによれば、東京の基準点と大鹿の基準点は1年間に2センチメートルの速度で近づいています。大鹿にかぎらず、日本列島はいま、東西の圧縮力を受けていて、1年間に100キロメートルにつき1センチメートル程度の速度で東西に縮んでいます。

上下方向の変動はどうでしょうか。博物館に展示している、やはり国土地理院による100年間の測量データをまとめた図でも明らかですが、いま日本列島の山地は1年間に2～5ミリメートルの速さで上昇しています。この100年間に限っていえば、赤石山脈の隆起速度は1年間に5ミリメートルもあり、日本列島で最も激しく上昇しています。いっぽう、平野や盆地は同じぐらいの速度で沈降しています。

現在の変動が始まった第四紀のおよそ200万年間に、日本列島の主な平野、関東平野・濃尾平野・大阪平野などは、2000メートル沈降しています。このことは、地震波が地下の岩盤で跳ね返ってくる現象を使って調べます。これらの平野では、岩盤が下がって堆積盆ができ、そこを新しい未固結の堆積物が埋めているわけです。この変動は現在も進行中です。

川は、上昇する山地から沈降する平野へ流れます。上昇する山地は必然的に崩壊します。崩壊によって土砂が生産され、川が下流へ運びます。そして沈降する堆積盆を埋めていきます。このような働きは、ふだんの澄んだ清らかな水が流れる穏やかな時ではなく、大雨や大地震などによる大規模崩壊、土石流、洪水といった、劇的な姿で行われます。山から急に堆積盆に移り変わるところでは、礫を主とする扇状地、下流では砂と泥を主とする沖積平野が造られます。

私たちは学校で、川のはたらきが肥沃な平野を造ると教わりました。いまでもそう教えています。たとえば、河口では川が運んだ砂や泥で三角州が成長すると教えます。しかし、これだけでは、ふだんの穏やかな川によって、三角州が成長

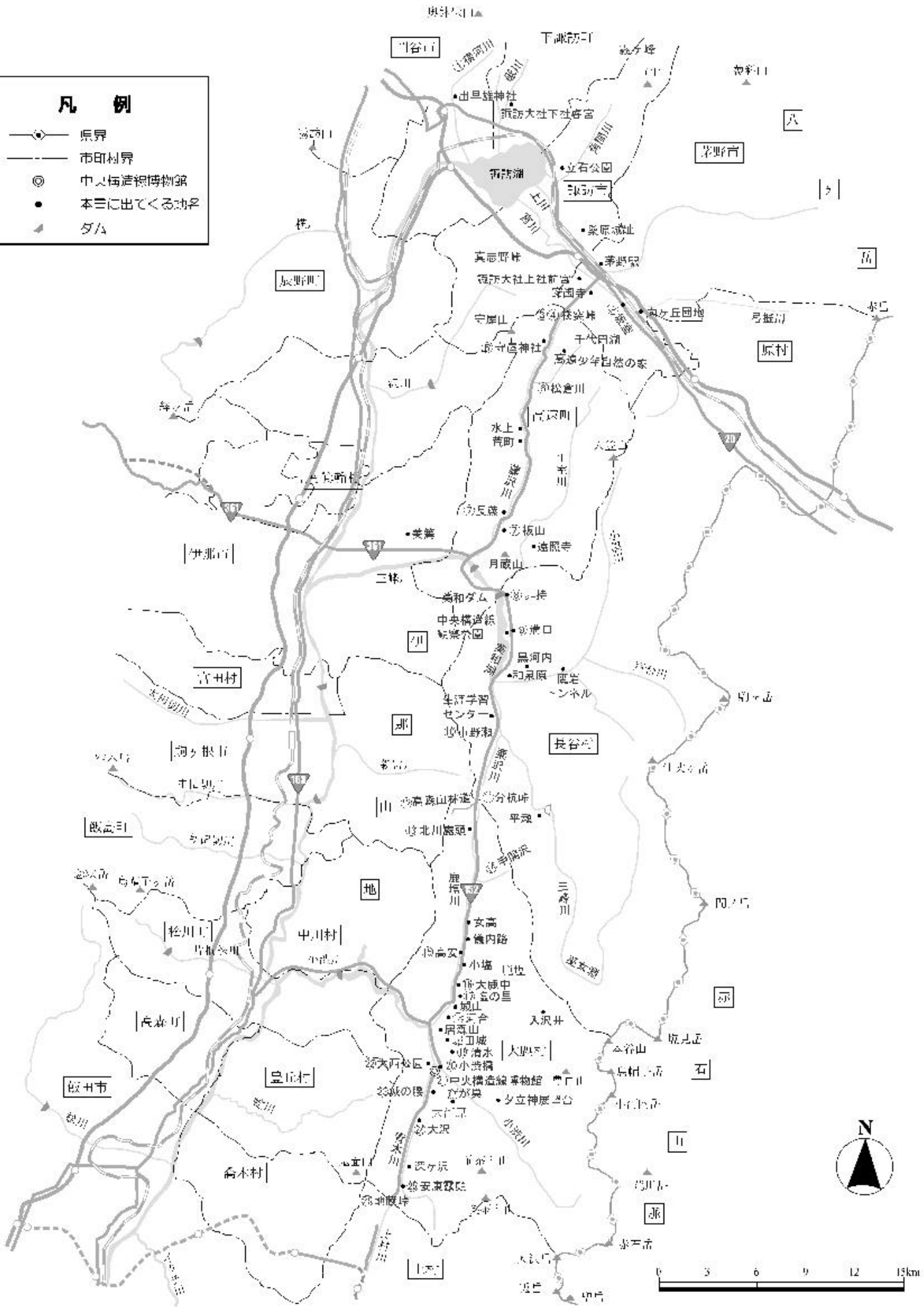
しつづけるような誤解をしがちです。土砂の生産と運搬が止まれば、日本の平野は失われていくという反対の一面も理解することが大切だと思います。

なお、日本列島の平野や扇状地をつくるはたらきには、100万年スケールの地殻変動を土台に、10万年でくりかえす氷河期と間氷期のくりかえしが大きな影響を与えています。

最後になりましたが、この冊子をつくる機会を与えてくださった国土交通省天竜川上流工事事務所に厚く御礼申し上げます。

凡例

- 県界
- - - 市町村界
- ◎ 中央梅漬物博物館
- 本誌に出てくる地名
- ▲ ダム



河本 和朗（かわもと かずろう）

1951年 3月15日東京生まれ

1973年北海道大学中退、2001年放送大学卒業

1993年より大鹿村中央構造線博物館勤務

査読論文

大鹿村中央構造線博物館の現状と課題，地学教育と科学運動37（2001）

所属学会

日本地質学会、日本地震学会、地学団体研究会、構造地質研究会

中央構造線読み方案内

— 諏訪から大鹿村地蔵峠まで —

平成14年 3月28日 発行

企 画	国土交通省中部地方整備局	長野県駒ヶ根市上穂南 7 - 10
発 行	天竜川上流工事事務所	〒399-4114 ☎ 0265-81-6415
著 者	河 本 和 朗	長野県下伊那郡大鹿村大河原 988 〒399-3502 ☎ 0265-39-2205
編 集	㈱環境アセスメントセンター松本研究室	長野県松本市島立 439 - 2 〒390-0852 ☎ 0263-47-6644
印 刷	双 葉 印 刷 (有)	長野県松本市城東 2 - 2 - 6 〒390-0807 ☎ 0263-32-2263

「語りつぐ天竜川」の発刊にあたって

南アルプス、中央アルプスの高峰にはさまれて、伊那谷を北から南へ貫流する天竜川。その流域では、あり余るほどの自然の恩恵に浴して、人々は豊かな暮らしを育んでいます。しかし、名にし負う“暴れ天竜”は、ひとたび豪雨が見舞えば、日々の穏やかな表情を一変し、猛々しい牙を剥き、人々の暮らしを脅かしてきました。

天竜川上流工事事務所では、天竜川が“母なる川”として優しい微笑をたたえ続けて欲しいと願う人々の切なる気持ちに応えるため、半世紀にわたり、地域の人々の多大なご協力のもと、自然の脅威と闘いながら河川改修事業や砂防事業に取り組んできました。しかし、まだまだ危険な箇所は多く残されており、絶えず流域の変貌をみつめ、河川管理施設、砂防施設の整備と維持を図っていかねばなりません。

平成9年には河川法の改正が行われ、これまでの「治水」・「利水」を主な目的として進められてきた河川の整備及び管理は、新たに「河川環境の整備と保全」を目的に加えるよう位置づけられました。また、地域の意見を反映した河川整備の計画策定の手続きも創設され、地域の方々の意見を反映させた河川整備の推進が求められる時代になってきています。この地域の方々の意見を採り入れる際には、この天竜川流域に暮らす人々が長い歴史の中で育んできた風土や自然環境といった、基本的な事項について我々行政も理解を深めることが重要と考えています。

「語りつぐ天竜川」は、こうした考え方に立ち、天竜川に関する地域の知見や経験を収集し、広く地域共有の知識とすることにより、地域の方々に天竜川に対する認識を深めていただき、よりよい天竜川を築いていくことに役立てたいと思い発刊するものです。昭和61年度に初版を発刊してから早16年を迎え、今回の発刊を合わせて54巻になります。これも偏に天竜川を愛する地域の方々、その気持ちに答えようとお忙しい中ご協力いただいた執筆者の方々の賜物です。

なおご執筆頂いた方々には、自由な立場からお考えを披瀝して頂いていますので、国土交通省の見解とは異なる場合がありますことを付言します。

国土交通省中部地方整備局天竜川上流工事事務所

所長 浦 真

「語りつぐ天竜川」目録

- | | |
|-------------------------|--------|
| 1. 伊那谷の気象 | 米山啓一著 |
| 2. 天竜川上流域の立地と災害 | 北澤秋司著 |
| 3. 天竜川に於ける河川計画の歩み | 鈴木徳行著 |
| 4. 総合治水の思想 | 上條宏之著 |
| 5. 総合治水と森林と | 中野秀章著 |
| 6. 伊久間地先に於ける天竜川の変遷 | 松澤武著 |
| 7. 天竜峡で見た天竜川水位の変遷 | 今村真直著 |
| 8. 村境は不思議だ | 平沢清人著 |
| 9. 諏訪湖の富栄養化と生物群集の変遷 | 倉沢秀夫著 |
| 10. 諏訪湖の御神渡り | 米山啓一著 |
| 11. 理兵衛堤防 | 下平元護著 |
| 12. 近世 天竜川の治水 伊那郡松島村 | 市川脩三著 |
| 13. 川筋の変遷 天竜川と三峰川の場合 | 唐沢和雄著 |
| 14. 伊那谷山岳部の降雨特性 | 宮崎敏孝著 |
| 15. 天竜川の橋 | 日下部新一著 |
| 16. 伊東伝兵衛と伝兵衛五井 | 北原優美編 |
| 17. 天竜川の魚や虫たち | 橋爪寿門著 |
| 18. 天竜川のホタル | 勝野重美著 |
| 19. 天竜川流域の村々 | 松澤武著 |
| 20. 小渋川水系に生きる 人と水と土と木と | 中村寿人著 |
| 21. ものがたり 理兵衛堤防 | 森岡忠一著 |
| 22. 量地指南に見る 江戸時代中期の測量術 | 吉澤孝和著 |
| 23. 土木技術と生物工学 生きものを扱う技術 | 亀山章著 |
| 24. 戦国時代の天竜川 | 笹本正治著 |
| 25. 天竜川の水運 | 日下部新一著 |
| 26. 惣兵衛川除 | 市村咸人著 |
| 27. 紙芝居 開墾堤防 下伊那郡豊丘村伴野 | 竹村浪の人著 |
| 28. 昭和36年伊那谷大水害の気象 | 奥田穰著 |
| 29. 天竜川の淵伝説 『熊谷家伝記』を中心に | 笹本正治著 |
| 30. 天竜川の源流地帯 | 赤羽篤著 |

- | | |
|---|-----------------------|
| 31 . 東 天 竜 | 三浦孝美 共著
仁科英明 |
| 32 . 天竜河原の開発と石川除 | 塩 沢 仁 治 著 |
| 33 . 伊那谷は生きている | 松 島 信 幸 著 |
| 34 . 天竜川の災害伝説 | 笹 本 正 治 著 |
| 35 . 天竜川の災害年表 | 笹 本 正 治 編 |
| 36 . 天竜川水運と樽木 | 村 瀬 典 章 著 |
| 37 . 水辺の環境を守る | 桜 井 善 雄 著 |
| 38 . 諏訪湖 氾濫の社会史 | 北 原 優 美 著 |
| 39 . 河川工作物と魚類の生活 | 中 村 一 雄 著 |
| 40 . 天竜川上流域の過疎問題 | 山 口 通 之 著 |
| 41 . 資料が語る 天竜川大久保番所 | 松 村 義 也 著 |
| 42 . 天竜川上流 河辺の植物と植生 | 関 岡 裕 明 著 |
| 43 . 水利開発にみる中世諏訪の信仰と治水 | 藤 森 明 著 |
| 44 . 横川山巡覧記 『辰野町資料第87号』より | 辰野町教育委員会編
赤羽 篤校訂 |
| 45 . 天龍川の鳥たち | 福与佐智子著 |
| 46 . 遠山川流域の民俗とふるさとイメージの創造 | 浮 葉 正 親 著 |
| 47 . 田切ものがたり | 赤 羽 篤 著 |
| 48 . カエルと暮して | 山 内 祥 子 著 |
| 49 . 伊那の冬の風物詩 ざざ虫 | 牧 田 豊 著 |
| 50 . みんなの三峰川を次世代に | 三峰川みらい会議
事 務 局 編 |
| 51 . 三峰川ものがたり | 三峰川みらい会議
北 原 優 美 著 |
| 52 . 天竜川水系の水質
「泳げる諏訪湖・水遊びのできる天竜川」を目指して | 沖 野 外 輝 夫 著 |
| 53 . 天竜川の帰化植物たち | 木 下 進 著
(以上既刊) |
| 54 . 中央構造線読み方案内 諏訪から大鹿村地蔵峠まで | 河 本 和 朗 著
(発刊中) |