日本の地盤――――――――――――――連載㊳

徳島県の地盤

石田 啓祐*

1. はじめに

徳島県の地盤に関する総括的な解説は，「徳島県の地質」(徳島県，1972)で行われて以来久しく，その間，プレート運動論に基づいた付加体関連堆積相の年代と層序，地帯配列に関する研究が進展した。その背景には，フィールドワークとともに，以下の基礎データの蓄積と裏づけが上げられる。(1)混在岩相がプレート運動によるメランジュとして認識されるようになった。付加コンプレックス(以下ACと略す）は混在岩相の集積であり，秩父累帯や四万十累帯ではACを構成する単元（ユニット）の区分が明確になった。(2)微化石層序が確立し，付加体を構成する堆積岩類やメランジュの形成年代が微化石により判明した。また，沈み込み変成岩からもコノドントや放散虫が検出され，三波川－御荷鉾変成岩類の原岩堆積年代の解析が可能になった。(3)海洋プレート層序，特にチャート－砕屑岩シーケンスのような遠洋性堆積物から陸源砕屑物への整合的累重関係の存在が明らかとなり，岩相境界の微化石年代から海洋プレートの海溝への到達年代，陸側への付加年代が解明された。(4)堆積相の解析が進み，付加体を付加体チャート－砕屑岩相，付加体粗粒岩相(海溝充填粗粒岩相)，付加体メランジュ相に，また付加体の上に形成された堆積相を斜面海盆堆積相(以下SLと略す)，前弧海盆堆積相などに位置づけることが可能となった。(5)弱変成相の放射年代解析が進み，御荷鉾帯などを形成したプレートの沈み込み年代が判明した。(6)岩石磁気から古緯度の復元が可能となり，付加物質の起源や海洋プレートの移動経路の解明に有効となった。(7)地帯区分境界については，付加体形成時とその後の構造境界の識別が進み，仏像構造線，安芸－牟岐構造線などの主断層の位置や，四万十累帯の湯桶丸－横石スラストなどの存在が明らかとなり，また中央構造線をはじめとする活構造についての研究も進んだ。

近年，四国地方土木地質図(1998)の編纂が終了し，2000年秋に出版された。20万分の1地質図の改訂は，高知営林局(1977)による発行以来のことであり，最近20年間の知見が盛り込まれている。これらの地質図編纂を通じて，本県は，西南日本外帯でも有数の中・古生代付加体が揃った地域であり，関連地域の地帯配列や層序を対比するうえでの重要性が高まっている。本論では，土木地質図の編纂の成果とその後の新知見をふまえて，徳島県の付加体関連堆積相の地帯区分と層序を中心に紹介する。

2. 地形概要

本県の山地は，地質構造と調和的に東西に延び，北から讃岐山脈，四国山地，剣山地，海部山地に大別される（図1)。西部の高知県境付近に剣山（1,954 m）や三嶺（1,893 m)の高峰が位置する。讃岐山脈は南麓を中央構造線で画され，吉野川平野と隣接しており，南麓には厚い砂礫層の洪積台地と扇状地を形成する。四国山地には地すべり地形が顕著で，本県の指定防止区域682件のうち，529件(全体の77.5%）が集中する（地すべり技術，2001)。それらは善徳地すべりをはじめとして三波川帯の無点紋帯に集中する。讃岐山脈東部と剣山地や海部山地は，砂岩を主とした硬質岩の分布地域であり，大規模な崩壊が多発している。沖積低地は吉野川下流で最も広く，次いで勝浦川，那賀川の河口付近に見られる。海部川河口付近には小規模な低地が見られる。海岸平野には那賀川の搬出物による和田島の砂嘴も見られる。本県の河川は四国山地北側の吉野川と南側の那賀川が代表的である。山地を流れる河川は縦谷と横谷を階段状に繰り返し，東方へと流下する。吉野川の池田町から下流域や，那賀川の中・下流域には，高～低位の河岸段丘が見られる。県下全域が台風常襲地域であり，年間2,000 mmを超える降水量の山地が流域の70%を占める。県西部の吉野川支川では，鉄砲水や土石流による山地土砂の流掃が扇状地と天井川を形成している。那賀川水系および県南の河川では集中豪雨による洪水や土砂災害が多発している。吉野川下流域では流路変遷による網状河川が顕著であり，河川勾配も緩く，1946（昭和21）年の南海道地震による地盤沈下を受け，潮流によっては流下能力を失い，たびたび氾濫を繰り返している。

* 徳島大学　総合科学部

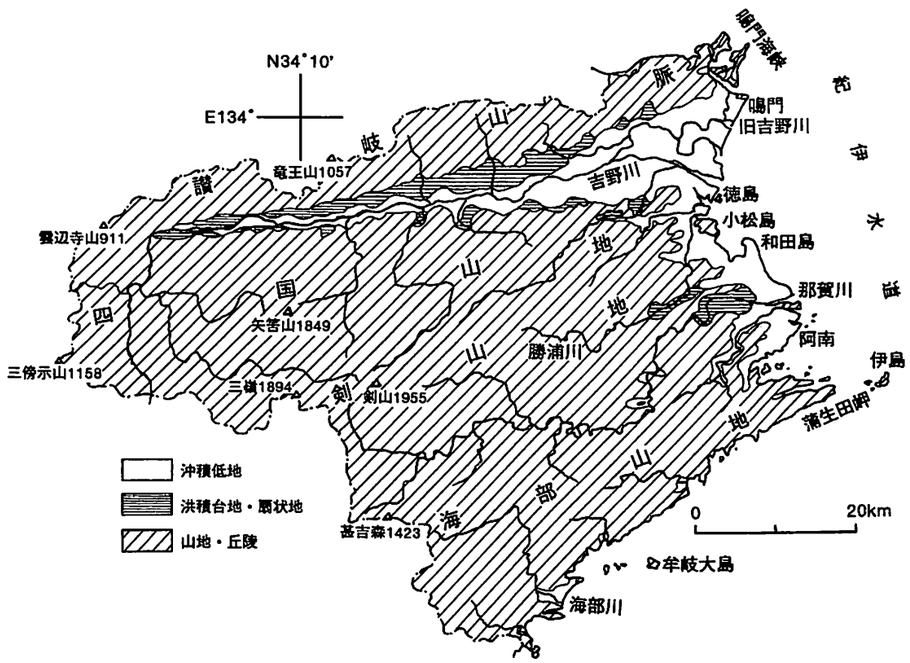


図1　徳島県の地形

3. 山地の地盤（中・古生界，古第三系の地質）

本県の山地の地盤は，中央構造線より内帯側に位置する讃岐山脈では，白亜紀の大陸型基盤（領家花崗岩類）を覆う前弧海盆堆積相（和泉層群）で構成される。外帯側の四国山地にはプレートの沈み込みによる高圧型変成岩類（三波川結晶片岩，御荷鉾緑色岩類）が，また，剣山地には秩父累帯のペルム紀・ジュラ紀ACが，海部山地には四万十累帯の白亜紀・古第三紀ACが分布する（図2)。秩父累帯の中軸部を境にして，それより南方の四万十累帯にかけては，典型的な付加体の地帯配列が見られ，地層は北傾斜・北上位で，海溝側へ向かって，地帯の年代が若くなる極性が顕著である。一方，秩父累帯中軸部以北では年代極性の逆行が見られ，地層は全般に南傾斜・南上位で，地帯の年代は北側の三波川帯へ向かって若くなる。これは，三波川帯に代表される沈み込み変成岩類の上昇に伴って，上位にあったジュラ紀・ペルム紀付加体が押し上げられ，傾斜が海溝側へと変化したためと考えられる。

3.1 領家帯（讃岐山脈）

徳島県の領家帯は，吉野川北岸の讃岐山脈にあたり，白亜紀末期前弧海盆堆積相の和泉層群が分布する。本県には，中軸部のタービダイト砂岩泥岩互層が分布し，東に開いた向斜構造をなし，地層の年代は東に若くなる。南限は中央構造線断層系により，鮮新一更新統の土柱層や三波川結晶片岩類と画される。脇町一塩江間の弾性波調査によって，三波川結晶片岩類と和泉層群ないし領家花崗岩との物質境界としての中央構造線が，北側に約40°傾斜した反射面として，地下5 km以深まで追跡された（伊藤ほか，1996)。

3.2 三波川累帯（四国山地）

三波川累帯は沈み込み変成岩類の上昇地帯であり，三波川帯と御荷鉾帯で構成され，両帯は御荷鉾構造線で画される。両帯は隣接しており，構成する結晶片岩類は，変形・変成の様式に共通性が強い。

(1) 三波川帯

徳島県では，眉山一高越山一矢筈山地域に見られる。同帯には緑れん石角閃岩相の三波川結晶片岩類が分布する。岩相層序は川口層，小歩危層，三縄層，大生院層に区分され(小島ほか，1959)，川口層と小歩危層は大歩危ナップに，三縄層下部～大生院層は上位の別子ナップに属する（Takasu & Dallmeyer, 1990)。川口層は泥質片岩，小歩危層は礫質片岩を伴う砂質片岩で構成される。三縄層は下部が泥質と珪質片岩，主部が塩基性片岩，上部が泥質片岩で構成され，高変成度の緑色岩塊（グラニュライト相以上）を伴う。大生院層は泥質片岩を主とする。別子ナップを構成する三縄層主部～大生院層の原岩は，コノドントや放散虫により，三畳～ジュラ系の遠洋性岩類や泥質岩と推定される(Fuzimoto, 1938；須鎗ほか，1980)。下位の大歩危ナップを構成する小歩危層は，砂岩の全岩組成の比較から，砂質片岩の原岩が，四万十累帯の上部白亜系日和佐層相当の沈み込み部分である可能性が論じられている（君波・松浦，1995)。変成年代は，沈み込み最盛期～上昇期を示すとみられ，別子ナップの緑色片岩類が90～100 Maに対して，大歩危ナップの小歩危層の全岩年代が70～77 Maと白亜紀後

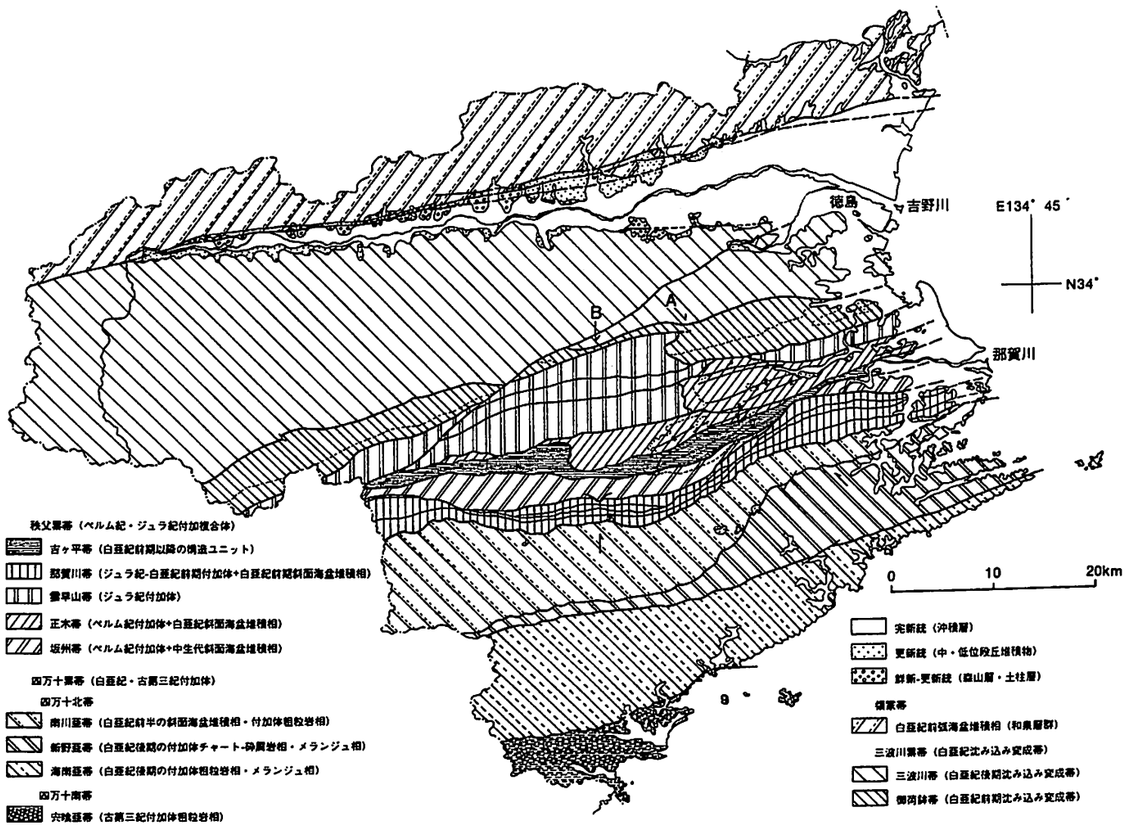


図2　徳島県の地質・地帯区分図（石田・香西，2002）

半に集中している。

（2）　御荷鉾帯

御荷鉾帯は緑色岩類とそれに累重する遠洋性堆積物で構成される。御荷鉾緑色岩類は，はんれい岩，塩基性の海底火山噴出物を原岩とし，チャート質片岩，泥質片岩や石炭紀と三畳紀の石灰質片岩を伴う。大川原高原の緑色岩類に累重する赤色チャート起源の片岩はジュラ紀後期の放散虫年代を示す（Faure et al., 1991）。御荷鉾帯の泥質片岩の放射年代は112～129 Maを示す。海底火山噴出物と地層は古生代末～ジュラ紀後期に海洋プレート上の海山と遠洋性堆積物として形成され，白亜紀前期後半の揚子地塊下への沈み込みに伴い，広域変成作用を受けたと見なされている（鈴木ほか，1994）。御荷鉾緑色岩類の構造的上位には，秩父累帯のジュラ紀ACとペルム紀ACがこの順に重なる。

3.3　秩父累帯（剣山地）

四国に分布する広義の秩父累帯は，四国地方土木地質図（1998）では，北から南へ，秩父帯（ジュラ紀AC），黒瀬川帯（ペルム紀ACと中生代SL），三宝山帯（ジュラ紀－白亜紀前期ACと白亜紀前期SL）に三分された。その後，付加コンプレックス（AC）とSLの層序関係の検証が進み，鮎喰川－上韮生川断層以東の地域では，黒瀬川帯は，北部と南部で層序構成が異なり，北部では，ペルム紀ACを下部白亜系SLが不整合で覆うのに対して，南部では，両者の間に三畳紀，ジュラ紀のSLが伴うこと（Ishida, 1999），さらに黒瀬川帯の北部と南部の間に，下部白亜系堆積以後の構造運動で形成された吉ヶ平ユニットの存在が明らかになった（石田・香西，2001）。以上の最近の知見を踏まえて，徳島県を中心とする鮎喰川－上韮生川断層以東の地域では，広義の秩父累帯は以下のように区分される（図2，3：石田・香西，2002）。

（1）　雲早山帯

雲早山帯は，雲早山一天神丸一帯に分布し，ジュラ紀前半のACである神山層群で構成される。神山層群は付加体チャート一砕屑岩相ならびに付加体メランジュ相で特徴づけられ，ペルム紀～三畳紀後期ないしジュラ紀前期のチャートと三畳紀末～中期前半の珪質泥岩～タービダイト砂岩泥岩互層の層序ユニットを基本とする。付加体メランジュ相では，後期古生代の海底火山噴出物・石灰岩塊と，石炭紀～ジュラ紀初期のチャート岩塊がジュラ紀前・中期の泥質岩中に混在する。雲早山帯は御荷鉾帯の構造的上位に位置し，南山断層，上角断層（ネオテクで上位逆転），飯谷断層で画される（図4）。付加体形成年代は，ジュラ紀中期。

（2）　正木帯

正木帯はペルム紀ACの八重地層群と下部白亜系SLの物部川層群，上部白亜系SLの外和泉層群から構成され，上

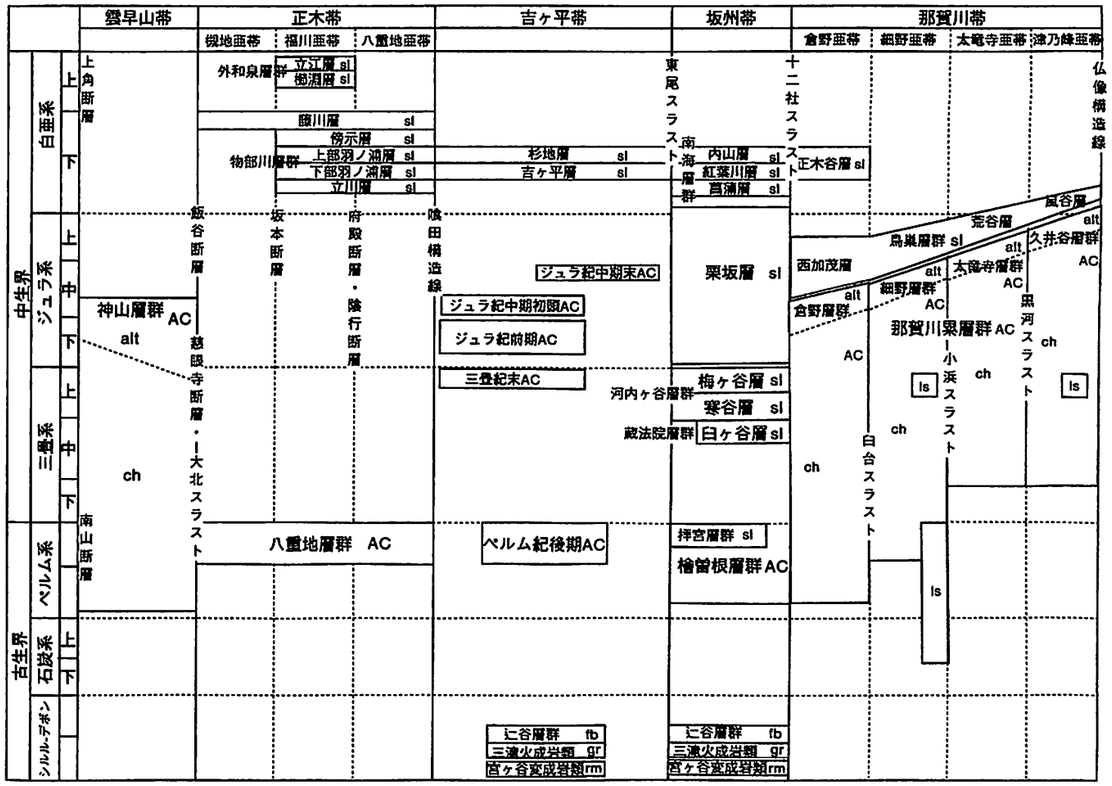


図3　徳島県の秩父累帯層序（石田・香西，2002）

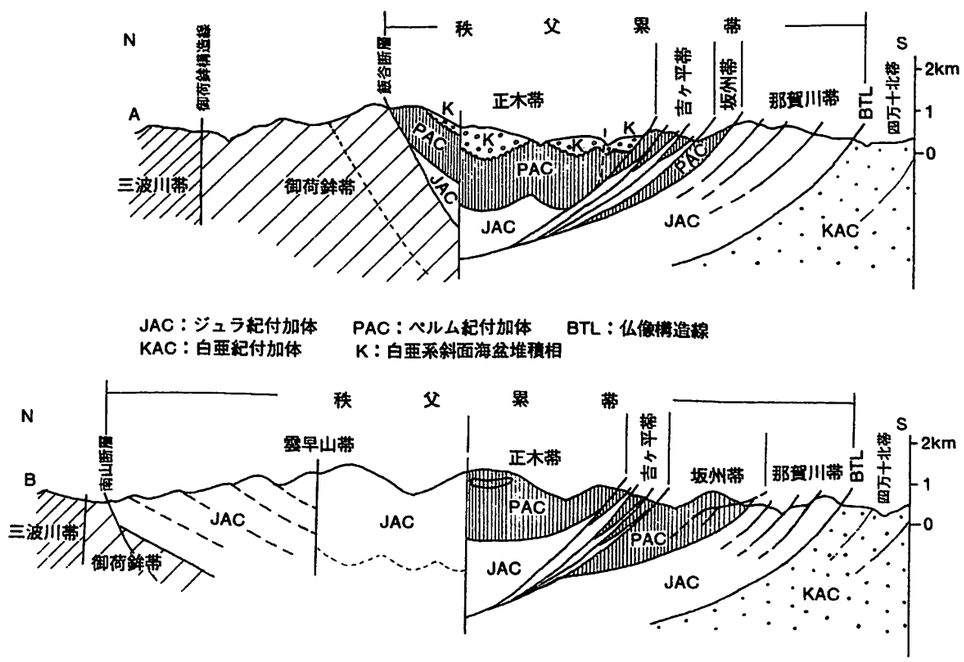


図4　徳島県の秩父累帯模式断面図（石田・香西，2002）

勝町正木地域〜八重地峠一帯に分布し，東方は羽ノ浦山地，西方は木沢村槍戸川流域に至る(石田，1985)。正木帯の AC は蛇紋岩を挟在し，物部川層群に不整合に覆われ，蛇紋岩は白亜系中に礫としても含まれる。物部川層群は，汽水デルタ〜浅海の堆積物で構成され，立川，下部羽ノ浦，上部羽ノ浦，傍示，藤川の 5 層に区分される。白亜系は波長数 100 m〜数 km の正立褶曲を繰り返し，北縁部では向斜北翼の逆転も見られる。正木帯は慈眼寺断層，大北スラストで雲早山帯のジュラ紀 AC の構造的上位に位置し，分布と層序構成から，槻地亜帯，福川亜帯，八重地亜帯に細分される(図 2，3)。八重地亜帯の北縁は府殿断層，南縁は喰田構造線で画される。

（3） 吉ヶ平帯

吉ヶ平帯は，下部白亜系堆積以後に形成された構造ユニットであり，断片化したシルル－デボン系の黒瀬川構造帯構成岩類，ペルム紀 AC，三畳紀末 AC，ジュラ紀前期 AC，ジュラ紀中期 AC，ならびに下部白亜系 SL の吉ヶ平層，杉地層から構成される。各層は蛇紋岩の砕破帯で画されたレンズ状に分布しており，本来の層序関係が著しく乱されている。上勝町吉ヶ平〜立川谷間の林道で模式的に見られ，上那賀町菖蒲谷〜勝浦町立川谷間ではジュラ紀 AC，ペルム紀 AC と下部白亜系 SL が断層関係で互いに挟在し，指交的に配列するが，それ以西ではジュラ紀 AC のみとなり，それ以東ではペルム紀 AC と下部白亜系 SL で構成される。南限は東尾スラストで坂州帯と画される。

（4） 坂州帯

坂州帯には，黒瀬川構造帯構成岩類を伴うペルム紀 AC（檜曽根層群）ならびに，ペルム紀末，三畳紀中・後期，ジュラ紀，白亜紀前期の各時代の SL で構成される層序ユニットが分布する(図 3；香西ほか，2001)。ペルム紀後期 AC と三畳紀中期 SL の不整合関係は坂州木頭川河床で見られ，坂州不整合（市川ほか，1953）と呼ばれている。坂州帯は十二社スラストで那賀川帯と画される。

（5） 那賀川帯

那賀川帯は那賀川流域に分布し，南限は仏像構造線で四万十累帯と画される。那賀川帯には，ジュラ紀－白亜紀初期付加コンプレックスの那賀川累層群とジュラ紀中期〜白亜紀前期 SL の鳥巣層群および正木谷層が分布する。那賀川帯は北から臼台スラスト，小浜スラスト，黒河スラストで，倉野，細野，太竜寺，津乃峰の 4 亜帯に区分され，それぞれ岩相と年代が異なり，南へ若くなる年代極性を示す(図 3；石田，1987)。各亜帯の那賀川累層群は，倉野亜帯では付加体チャート－砕屑岩相の倉野層群，細野亜帯では付加体メランジュ相の細野層群，太竜寺亜帯では付加体チャート－砕屑岩相の太竜寺層群，津乃峰亜帯では付加体メランジュ相の久井谷層群で構成され，チャートから砕屑岩への移行年代は，倉野層群ではジュラ紀中期初，細野層群ではジュラ紀中期，太竜寺層群でジュラ紀中期後半，久井谷層群でジュラ紀後期である。細野層群のメランジュは古生代後期の石灰岩塊，久井谷層群のメランジュは三畳紀後期の石灰岩塊で特徴づけられる。礁成石灰岩塊を伴う鳥巣層群泥質岩の年代は，倉野亜帯の西加茂層がジュラ紀中期前半，太竜寺亜帯の荒谷層がジュラ紀後期，津乃峰亜帯の嵐谷層が白亜紀前期と，順次南へ若くなる。正木谷層はトリゴニア砂岩で特徴づけられる下部白亜系である。

3.4 四万十累帯（海部山地）

徳島県の四万十累帯は，安芸－牟岐構造線により，白亜紀付加体からなる四万十北帯と第三紀付加体からなる四万十南帯に区分される。安芸－牟岐構造線は，以前は海老ヶ池の南に引かれていたが，微化石年代の検証で，八坂八浜から古牟岐の海岸を経て，牟岐大島の北へ抜けるものと改訂された。四万十北帯を構成する白亜紀層は，那賀川－日和佐川流域，蒲生田岬南部，海部川流域で模式的に見られ，四万十南帯を構成する古第三紀層は，海部川流域以南の海岸地域で模式的に見られる（図 5，6）。

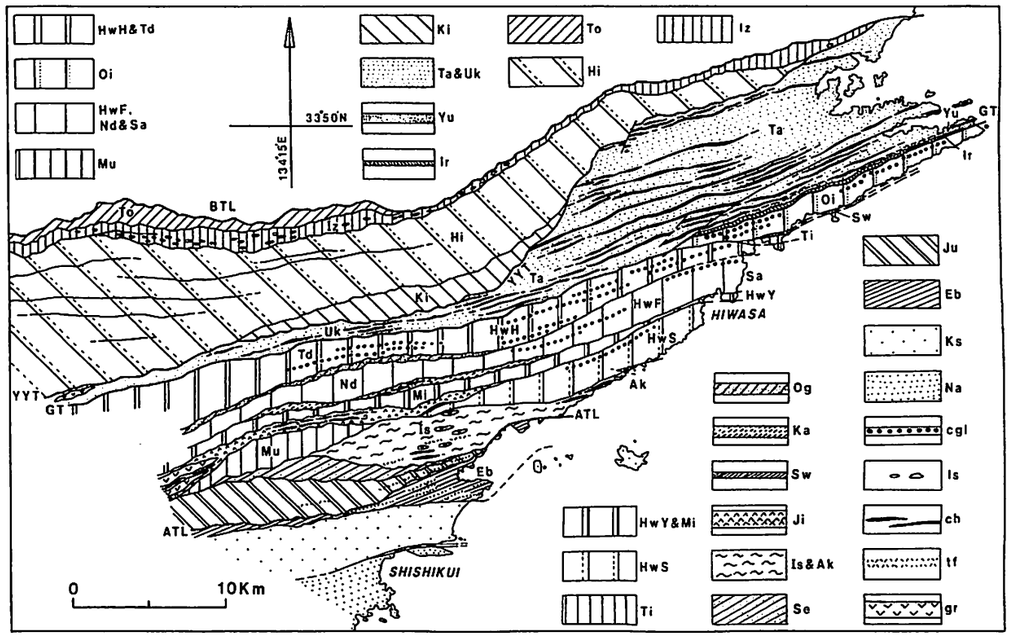
四万十北帯は，斜交性の大きな湯桶丸－横石スラストおよび蒲生田岬スラストにより，北から南川亜帯，新野亜帯，海南亜帯に 3 分される（図 2）。南川亜帯は海川層群が，新野亜帯には福井川層群が，また海南亜帯には海部川層群が分布する。南川亜帯の海川層群は白亜紀前〜中期の SL と付加体粗粒砕屑岩相からなり，海洋プレート層序をなす遠洋性堆積物は全く伴わず，秩父累帯の那賀川帯に由来する古期岩塊を伴うオリストストローム（出原層）で特徴づけられる。新野亜帯の福井川層群は付加体チャート－砕屑岩相で特徴づけられ，チャートの年代は白亜紀前〜後期に，砕屑岩の年代は白亜紀後期に及ぶ。海南亜帯の海部層群は礫岩を伴う付加体粗粒砕屑岩相（海溝充塡粗粒岩相）で特徴づけられ，白亜紀末期に大量の粗粒砕屑物が海溝軸部へ供給されたことを物語る。付加体メランジュ相を伴い，チャートは粗粒砕屑岩類よりも古い白亜紀後期の年代を示す。このように徳島県の四万十累帯に分布する粗粒砕屑岩層は，北から南へ急速に年代が若くなる年代極性が顕著である（図 7）。

県南の四万十南帯に分布する古第三系は宍喰亜帯に属し，室戸半島層群の海老ヶ池泥岩層，海部砂岩層，奈半利川層に区分され，暁新世〜始新世に及ぶ(山崎ほか，1987)。

各層群に属する地層は，東西ないし東北東－西南西の走向で，基本的には北に中〜高角度で傾斜し，北上位を示す。褶曲軸面が北に傾斜し，波長が数 100 m 以内の東西性の軸を持つ向斜がしばしば見られる。このような場合，北翼は衝上性の断層で断たれて短く，逆転しており，南上位を示す（図 8）。このような特徴から総合的に推定される断面形態は，海洋プレートの沈み込み－付加体形成に際して発達した多重階層構造（デュープレックス）である。なお旧来，仏像線と見なされてきた高角断層の北川－出原断層は出原層を切る高角断層で，地帯境界を画するものではなく，仏像線の新期の活動と考えられる。

4. 低山地の地盤（洪積台地）

森山層は鴨島町〜川島町の高度 100 m 以下の台地，丘陵地に，北へ緩く傾斜して分布する。青灰色粘土層（6 m），赤褐色礫層（20 m），礫混じり砂層（5 m），赤褐色礫層（10



Iz: 出原層；To: 栩谷層；Hi: 日野谷層；Ki:霧越層；Ta & Uk: 谷山層・鶏ヶ峰層； Yu: 由岐坂峠層；Ir: 伊座利層；HwH & Td: 日和佐累層原ヶ野相 ・ 轟層；Oi: 大井層；HwF & Nd: 日和佐累層府内相・入道山層・山座層；Mu: 村山層；HwY & Mi: 日和佐累層山河内相・三ヶ尻層；HwS: 日和佐累層白沢相；Ti: 田井ノ浜層；Og: 小川層；Ka: 桧ノ瀬層；Sw: 志和岐層；Ji: 神野層；Is & Ak: 伊勢田コンプレックス・明丸メランジュ；Se: 瀬戸山層；Ju: 熟田層；Eb: 海老ヶ池泥岩層；Ks: 海部砂岩層；Na: 奈半利川層；cgl: 礫岩；Ls: 石灰岩塊 (オリストリス)；ch: チャート；tf: 酸性凝灰岩；gr: 緑色岩；BTL: 仏像構造線；YYT: 湯桶丸-横石スラスト；GT: 蒲生田岬スラスト；ATL: 安芸構造線.

図 5 徳島県の四万十累帯の地質図（石田，1998）

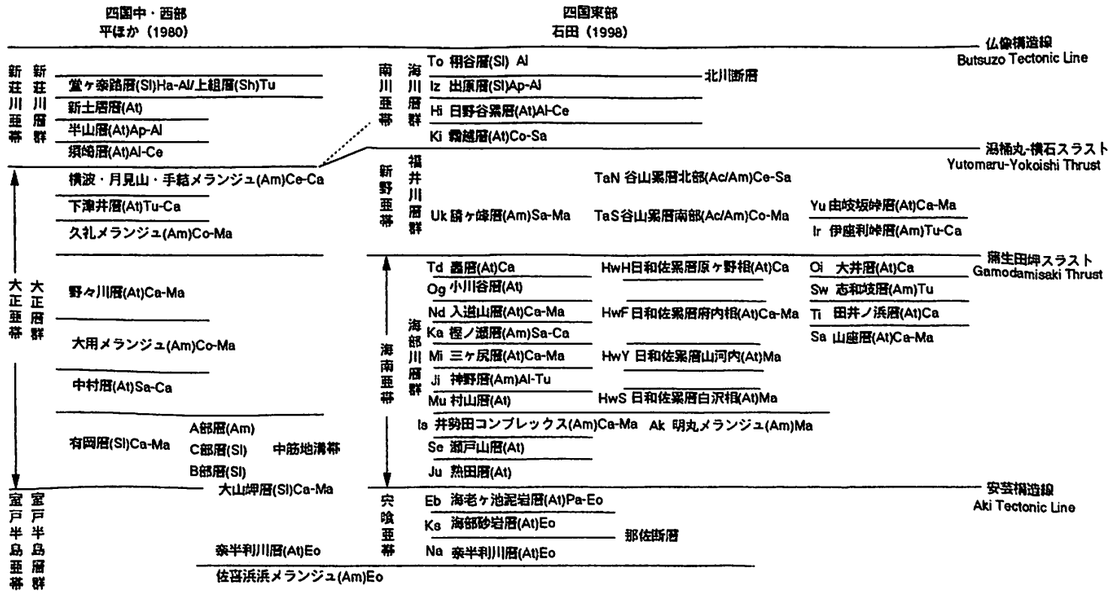


図 6 徳島県の四万十累帯の地層配列と対比（石田，1998）

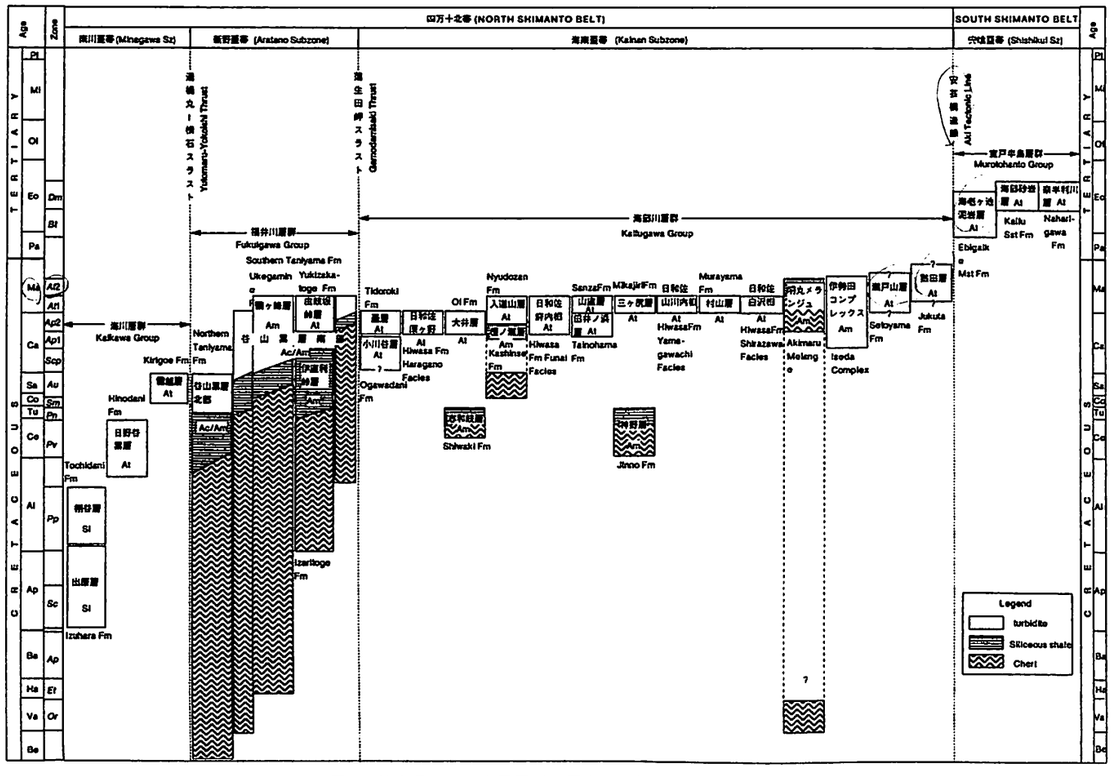


図7　徳島県の四万十累層群の層序区分対比図（石田，1998）

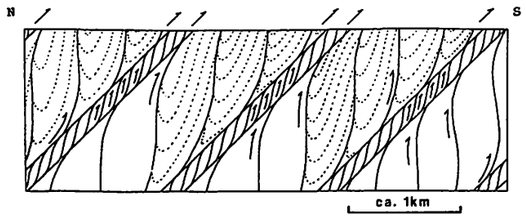


図8　四万十北帯の構造断面モデル（石田，1998）

m)の順に重なる。礫は主に結晶片岩の大円礫に和泉層群砂岩礫を伴い，いずれもくさり礫で，赤色土壌化した基質の色相は2.5 YR 5/8である。後期鮮新～前期更新世と見なされ，粘土層からは脊椎動物の骨格部分や，メタセコイア，オオバラモミ等の植物化石を産し，挟在する火山灰層のフィッションントラック年代は2.3 Maが知られている。

土柱層は讃岐山脈南麓で，中央構造線断層系の南側に沿って分布する鮮新－更新統である。土柱層は吉野川本流性の砂礫層と北岸支流の扇状地性堆積物から構成され，三波川帯の結晶片岩を基盤とする。阿波町の土柱付近では，約7°北へ傾斜し，中央構造線父尾断層の地下600 m付近まで達する層厚をもつ(伊藤ほか，1995)。フィッションントラック年代は130～45万年前と古く，鮮新－更新統に属し，吉野川南岸の森山粘土層に対比される（水野ほか，1992)。

5.　平野の地盤

吉野川平野の地層は沖積層の徳島層と，洪積層の北島層に分けられている。徳島層は基底部層，下部砂礫層，中部泥層，上部砂層，最上部砂礫層に区分され，徳島平野の海岸部で最も厚く，約45 mであるが，内陸部に向かって20 m前後と薄くなる。徳島空港の海岸線付近における鬼界アカホヤの深度は約30 m，北島町付近で15 m前後であり，中部泥層からは内湾泥底の貝化石を産する（中尾ほか，1996)。内陸部では河成層が卓越し，石井町－上板町より西では，すべて礫層となる。

北島層は黄灰色～褐色で，礫層を主として，数層準に厚さ数10 cmの粘土－シルトを挟み，1サイクルの厚さが20～30 mの上方細粒化の4サイクルが見られる。そのうちの上部2サイクルが低位～中位段丘礫層に対比される。中央構造線断層系のボーリング調査に関連して，吉野川平野の砂礫層と基盤の結晶片岩の境界の深度は，弾性波で1500 mを超えると推定されている（徳島県，2000)。

那賀川平野の沖積層は，基底礫層，下部砂層，中部泥層，上部砂層，上部礫層に区分される。縄文海進最盛期の内湾泥底堆積物である中部泥層は，JR牟岐線の大京原鉄橋より河口にかけて連続的に見られる。那賀川河口付近での中部泥層の深度は－17～－31 mで，55号バイパスの那賀川橋下で－9～－19 mあり，いずれもほとんど下底に鬼界アカホヤを伴う。那賀川町古庄の国道55号線の那賀川橋より上流では，ほとんど礫層となる。このように，那賀川平野は上流へ向かって，急激に扇状地に移行する。

6.　活構造（中央構造線活断層系）

徳島県内の中央構造線断層系は，2.5万分の1ストリップマップとしてまとめられている(地質調査所，1993)。西から池田，三野，父尾，神田，板野，鳴門南，鳴門，鳴門海峡の8断層で構成されており，これに吉野川南岸の上浦，西月ノ宮の2断層が加えられている(森野ほか，2001)。鳴門南断層は，徳島県のボーリング調査により，徳島平野の地下に存在が明らかとなったもので，北へ75°傾斜した2本の断層で画されたくさび形の結晶片岩体より南側では，砂礫層と基盤の結晶片岩の境界深度は，弾性波で1500 mを超えると推定されている(徳島県，2000)。徳島県東部の中央構造線活断層系の活動履歴から推定される地震の再来間隔は，1,100～1,700年程度と推定されている。

主な文献

1) 石田啓祐：四国東部，四万十累層群の岩相層序と放散虫年代，大阪微化石研究会誌，特別号，No. 11, 189-209, 1998.
2) 石田啓祐・香西　武：四国東部秩父累帯の地帯区分と層序，徳島大学総合科学部自然学研究，Vol. 15, 2002（印刷中).
3) 四国地方土木地質図編纂委員会（編著)：四国地方土木地質図および解説書，(財)四国開発技術研究センター，859 p., 1988.
4) 徳島県，徳島県活断層調査報告書，徳島県環境生活部消防防災安全課，215 p., 2000.