

および産出化石から、小豆島の伊喜末層および四海層にほぼ対比できる。

小豆島における土庄層群は、分布地南域の肥土山方面では、その走向は東北東～西南西で、北西に5～10度傾斜する。北域の北浦・馬越方面では南東に3～5度傾斜し、北方向に沈下する一つの緩い向斜状になっている。また多くの地点で古期岩類と断層で接しており、その断層付近では、ひきずりに伴い30～40°の急傾斜を示すことがある。これらの断層は讃岐層群を切っていないようなので、讃岐層群堆積前に活動したと考えられる。一方、豊島では、本層群の走向がほとんど南北で、東へ10°内外傾斜している。

土庄層群相当層は、岡山県児島湾の地下にも確認されているが、香川県本土には化石によって確認された土庄層群相当層は分布しない。ただし、五色台東方の坂出市片山に分布する礫岩及びアルコーズ砂岩が、本層群に対比できるとの報告がある。

土庄層群と讃岐層群との関係は従来不整合とされていたが、小豆島では整合の可能性も指摘されている。両者の間では時間間隔もなく、その間に大きな変動も受けていないので、小豆島および豊島では、両者はほぼ整合的に堆積したとみなせるかもしれない。しかしながら両者の分布は、ここから西では大きく異なり、第一瀬戸内累層群は北西の中国地方へ、瀬戸内火山岩類は西の松山方面へ延びるので、両者は一連の地層ではない。

< 讃岐層群 >

香川県内の瀬戸内火山岩類及びそれに伴う淡水性の堆積層は、讃岐層群と呼ばれ県内の全域にわたって分布する(図3)。本層群の模式的な層序は、五色台(国府台)地域にみることができる。国分寺町^{ひがしあく}東奥から、国府台の山頂に通じる道路の崖では、基盤のマサ化した花崗岩の侵食面上に、黒雲母流紋岩質凝灰岩・角閃石斜方輝石安山岩質火山角礫岩・讃岐岩質安山岩^{しち}溶岩・讃岐岩溶岩の順に重なっている。城山・七宝山塊^{ほつ}・大麻山^{おおあさやま}・我拝師山^{がはいし}・弥谷山^{いやに}の各地域でもほぼ同一の層序を示している。

最下位の流紋岩質凝灰岩層は、層理及び斜交層理が発達する水中堆積物で、湖沼性堆積物と推定される。特に基底部の花崗岩に近い部分では、基盤岩の塊片および水蝕礫を混入した基底礫岩となっている。中位では、成層した凝灰岩であ

り、上位になるにつれて黒雲母安山岩・黒雲母デーサイト・ピッチストーンなどの裂片を混え角礫質となる。また、全域的にみて本層中にはザクロ石の裂片が多く含まれている。

本層中よりの植物化石は、ミズナラ、古ブナ、古イヌブナ、ヤナギなどで、小豆島からはフウが報告されたことがある。また最近(1987年)、津田町雨滝山山麓の凝灰質泥岩中に、香川県では初めて魚類の化石(コイ科?ギギ科)およびゴキブリの羽の化石が発見されている。本層は一般に水平的であるが、局部的には20～30度とかなりの傾斜をしている。しかしこの凝灰岩層の上位にくる火山角礫岩は、水平になっている場合が多いので、堆積時の構造を反映したものと考えられる。

この酸性凝灰岩の上位には、標式地の国府台では、30～50m厚さの火山角礫岩がくる。この火山角礫岩は、角閃石質で、上位に向かって斜方輝石を含む傾向にある。さらにその上位に、約50m厚さの讃岐岩質安山岩溶岩及び30mの讃岐岩溶岩がくる。

讃岐岩質安山岩は、斜長石を斑晶として含んでおり、また古銅輝石の他に単斜輝石も僅かながら含むので、古銅輝石安山岩あるいは両輝石安山岩とも呼ばれている。本岩は、屋島・北山・豊島・城山・国府台・常山・角山・郷獅山^{こうし}・大麻山・七宝山などに、溶岩として分布している。一般に讃岐岩質安山岩溶岩は、下部は柱状、上部は板状の節理が発達している。本岩は、風化すると赤褐色の粘土状となり、ボーキサイトに類似した風化物となる。国府台では讃岐岩質安山岩の赤色風化殻が讃岐岩によって被覆され保存されている。また屋島山上では、赤色風化を受けた讃岐岩質安山岩(屋島山上の血ノ池の赤色はここからきている)を、白色の雪の庭凝灰岩および屋島礫層が部分的に被っている。

讃岐岩(サヌカイト)は、黒色緻密で斜長石に乏しく斜方輝石、特に古銅輝石の小針状斑晶に富み、ガラス質石基を多く含むのを特徴とする。この讃岐岩は流理もしくは節理に富み、メサ状地彩をなしている。風化を受けると赤褐色の粘土となるが、一部は風化を免れあたかも木片のような溝状の筋がついた礫(縁とり石)となっている。本岩は、主として国府台地域の青峰・白峰・城山・金山及び傾山の頂部に讃岐岩質安山岩を被覆し分布している(屋島山上で売られているカンカン石は、国府台産出のサヌカイト

である)。

他方、上述の層序を伴わず、基盤上に噴出した黒雲母安山岩、斜方輝石角閃石安山岩、角閃石安山岩などの火山岩類が、ピュット状またはメサ状の地形をつくって広く分布し、また、主として流紋岩からなる貫入岩が長尾断層沿いに分布する。

香川県に分布する瀬戸内火山岩類では、デーサイト、流紋岩類から14Ma、讃岐岩質安山岩及び讃岐岩から13～11Maのk-Ar年代が報告されている。また、雪の庭凝灰岩からは11Maのフィッシュントラック年代が報告されている。これらの溶岩の一部は水中堆積したことが明らかにされているので、讃岐地区の瀬戸内火山岩類は湖水域で噴出したと考えられている。

< 三豊層群 >

三豊層群は、メタセコイア植物群によって特徴づけられる第二瀬戸内累層群に属する湖沼成層で、瀬戸内海海底をはじめ瀬戸内沿岸平野部の地下に普遍的に分布している。本層群は、花崗岩類及び和泉層群を基盤として、段丘堆積物及び沖積層によって不整合におおわれている。本層群は厚さは60～100mで、礫層、アルコーズ砂層、黒灰色泥岩、青色シルト岩またはこれらの互層からなる。本層群は主として、花崗岩及び和泉層群起源の砕屑物からなり、場所によっては瀬戸内火山岩類及び三波川变成岩類の礫を多量に含む場合もある。

香川県西部では、三豊層群の南限はほぼ江畑断層に対応する。南縁部の三豊層群は、和泉層群の巨礫及びスラブ状の巨礫をもつ、いわゆる湖沼の周縁礫岩相で、それらの周辺礫岩上に、和泉層群が江畑断層によって衝上している。また高松市南方では、長尾断層、鮎滝断層が三豊層群のほぼ南限となっている。長尾および鮎滝断層は、その一部で段丘面を変位させている可能性が指摘されているが、第四紀後期の活動度は低いようである。

三豊層群分布域の周辺には、和泉層群に由来する礫を主体とする扇状地性礫層の焼尾峠礫層が分布している。焼尾峠礫層はその命名当時、丘陵を構成する礫層で段丘堆積物とは区別されていたが、その高位段丘堆積物として扱われることもあった。しかしながら、本層は丘陵を形成し、堆積原面を残しておらず、また固結度も三豊層群とほぼ同程度なので段丘堆積物ではなく、第二瀬戸内累層群に含める方が妥当と考え

られる。近年、同相当層からメタセコイア消滅期の植物・花粉等が報告され、かなりの部分が下部更新統であることが明らかになってきた。また、三波川帯由来の結晶片岩礫を含む三豊層群下部層中の火山灰層からは $2.5 \pm 0.3\text{Ma}$ 、和泉層群起源の碎屑物からなる焼尾峠礫層相当層からは $1.2 \pm 0.2\text{Ma}$ という値のフィッシュントラック年代が報告されている。従って、焼尾峠礫層の大部分は第二瀬戸内累層に属することが確実にした。このため現時点では、三豊層群が鮮新世後期～更新世前期、焼尾峠礫層が更新前期～中期の地層と考えられる。

三豊層群中の結晶片岩礫は、四国山地の三波川帯から供給されたものであるが、この外帯由来の礫については、讃岐山脈の風隙地形を通じて讃岐山脈が大きく隆起する以前にもたらされたという考えと、既に隆起していた讃岐山脈を迂回して伊予三島方面からもたらされたという考えがある。従って、讃岐山脈の隆起過程を解明する上で、結晶片岩礫の分布と産状の検討とともに、火山灰等を利用した三豊層群および焼尾峠礫層の層序と構造の解明がなされている。

讃岐平野の地下地質

讃岐平野は、主として三角州～はんらん原となる沖積低地と、その背後の扇状地とから構成される。この扇状地は、完新世に形成された沖積扇状地と、ウルム氷期に形成された低位段丘相当の扇状地とに区分される。また平野の周辺

部には、更新世中期～後期の段丘が分布している。

讃岐平野の地下地質は、今までのところ、次のように区分されている(図4、図5、図6)。

(1)花崗岩類(基盤岩)

ボーリング調査データによると、高松平野では-100～-200m、三豊平野では-80～-140m、丸亀平野では-80～-140m、坂出平野では-60～-90mで基盤の花崗岩に達する。

地下に伏在している花崗岩潜丘の位置は、地上における花崗岩丘陵の方向に関係がある。一般に花崗岩の露出地に向かって浅く、離れるにつれて深くなる傾向にあるが、断層などの影響のため急に深くなる場合もある。特に高松平野の紫雲山の東側や、丸亀平野の青の山の西側などは、直ちに基盤の深度が-100m前後になり、かなりの急崖が予想される。

(2)三豊層群

基盤の花崗岩類を不整合に被って三豊層群が60～140mの厚さで分布している。讃岐層群は、陸上部と異なり、平野の地下では全くといっていいほど分布していない。三豊層群は、青色粘土、砂、シルト、またはこれらの互層からなり、下部は砂礫層となっている場合が多い。ほとんど水平で、わずかに北方向 $3 \sim 5^\circ$ 傾斜する。本層は基盤の花崗岩潜丘にアバットしており、讃岐平野全体が本層の堆積盆であった。

(3)沈水性扇状地礫層

ウルム氷期最盛期に形成された谷を埋めて堆積した扇状地堆積物で、主として砂礫よりなる。本層は、瀬戸内海における-15～-20m平坦面を形成するもので、また-40m平坦面に直接露出している。層厚は10m前後である。

(4)沖積下部層

細礫混じりの砂礫層で、沖積層の基底礫層と考えられる。

(5)沖積上部層(海成層)

本層はビート混じりの粘土～シルトからなり、一部に砂を挟む。層厚は10m前後である。上部にいくにつれて貝殻を含む砂となる。いわゆる縄文海進(約6,000年前)の海成の堆積物である。本層の下部に普遍的に存在するビート層は、アカホヤ火山灰を伴うことがある。この海成層は臨海部に分布し、軟弱地盤を形成している。

(6)沖積最上部層

砂礫からなり、層厚は2～5m前後、海岸部では貝殻を含み沿岸性の海成堆積物よりなる。

備讃瀬戸内海海底地質

備讃瀬戸海域の海底地質は、本四架橋に伴う音波探査およびボーリング調査等によって、下位から花崗岩類(基盤岩)、三豊層群(湖沼成層)および備讃瀬戸層群(海成層)に区分されている(表2、図7、図8)。

備讃瀬戸の堆積盆の中心は、柏島～女木島の間と、女木島、屋島、高松平野に囲まれた中間地点で、基盤の深さは-70～-180mと考えられ

図4—讃岐平野の代表的なボーリング柱状図

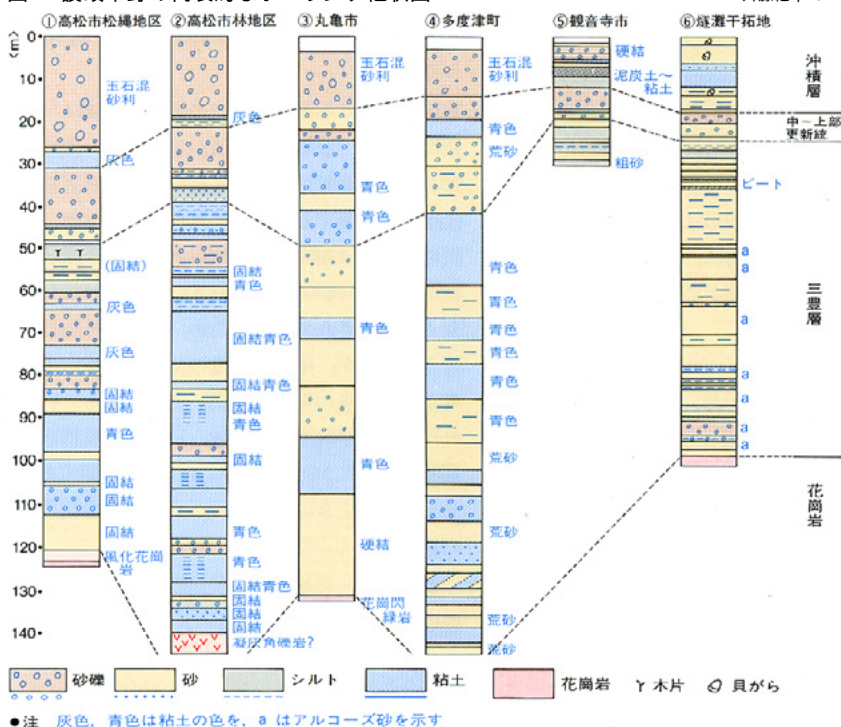


図5—丸亀～坂出平野の地質横断面図(臨海部)

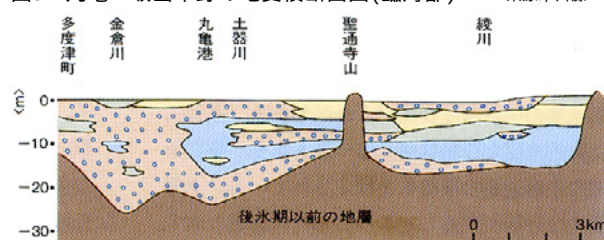
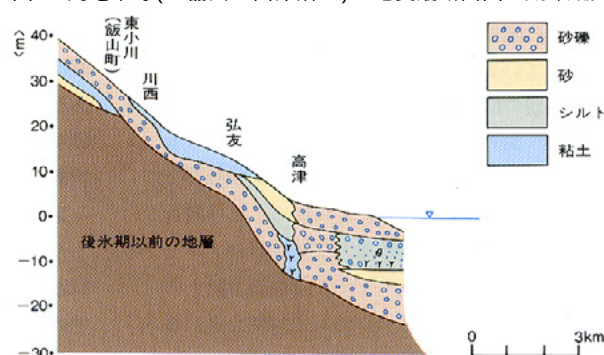


図6—丸亀平野(土器川の西岸沿い)の地質縦断面図



ている。ここでは、基盤のマサ化した花崗岩類を不整合に被って、三豊層群がほぼ水平に堆積している。中新統は確認されていない。備讃瀬戸海域では東部ほど粗粒堆積物が多く、中部・西部へと細粒堆積物が増加するので、堆積物の後背地は東部にあったと推定されている。この三豊層群を直接不整合におおって、備讃瀬戸層群が分布する。これは大槌島層、槌ノ戸瀬戸層および番ノ洲層に分けられている。大槌島層は、三豊層群を侵食した起伏をもった面に堆積し、青灰色粗砂、暗緑灰色シルト質粘土、砂礫などからなり、- 66m付近には緑灰色の凝灰岩をはさむ。音波探査および花粉分析により、上部層と下部層に区分される。下部層の - 87m と上部層の - 40m 前後にはそれぞれ海成堆積物が確認されている。花粉分析結果によると、メタセコイアは検出されず、下部層はマツスギの組成を示し、現在とほとんど同じ気候を、上部層はモミーマツブナークルミの組成で、冷涼気候を示している。

槌ノ戸瀬戸層は、大槌島層を切る侵食谷に埋積したもので、その分布は広く河谷状に発達している。この侵食谷はウルム氷期最盛期のものと考えられている。本層はシルト質粘土の単調な層相を示す。また - 40m 付近が上限となることが多い。本層はアンモニア類の有孔虫化石が産することより、淡水の影響の強い湾奥部の堆積物と考えられている。

本海域の最上部堆積層は番ノ洲層で、砂及び砂礫からなり、所によりヘドロが堆積している。下部層は淘汰の悪い砂礫・砂・粘土の少なくとも2つのサイクルを持つ堆積物を含むことから、海水準の小刻みな変化がうかがわれる。本層は比較的冷涼な花粉群集をもつことより、縄文早期の小海退期の堆積物と推定されている。上部層には砂層が発達し、このころには海域の大半が現海況の状態となった。

次に、内陸部及び沿岸平野部の地下地質と海底地質との関係であるが、これは図9のように考えられている。この図での大きな問題の1つは大槌島層の位置づけであろう。本層は三豊層群と密接に関係して分布し、局所的に整合部分もあること、海成層をはさむことから大阪層群上部層に相当する可能性が考えられる。この場合、大槌島層は備讃瀬戸層群より三豊層群のメンバーに入れるべきであろう。また海成層と陸上の段丘堆積物との関係についても未解明な点多

く、今後は、本地域の第二瀬戸内累層群以降の層序を、火山灰、微化石を利用して再検討する必要がある。

讃岐平野の形成史

讃岐平野の芽生えは、中期中新世前期の第一瀬戸内海(古瀬戸内海)の進入に始まる。このとき、古瀬戸内海は現在の小豆島付近で土庄層群を形成したが、四国本島には達せず、北西の中国地方へのびている。当時(16～15Ma)は、日本の広い範囲がマングローブ湿地に代表される亜熱帯～熱帯気候下にあったことが知られている。そして当時の亜熱帯～熱帯気候のもとで、地表の花崗岩には厚い風化殻が形成されたと推定される。讃岐層群に被覆された花崗岩の厚い風化殻も、この時期に形成された可能性が高く、また現在みることのできるマサの素地も、この時期に形成されたのであろう。

第一瀬戸内累層群堆積直後、中期中新世中期には、現在の瀬戸内海に沿うかたちで東西に並ぶ淡水湖が出現し、瀬戸内火山岩類(讃岐層群)の活動が始まった。もっとも、土庄層群中にも凝灰岩が存在することから、その直前にも多少の火山活動があったと考えられる。小豆島では、土庄層群を切るものの讃岐層群を切らない断層がある。従って、土庄層群堆積直後に地盤の隆起・沈降が生じ、東西に延びる凹地列が形成されたと考えられる。

香川県の全域におよぶ瀬戸内火山岩類の活動は、14Ma～11Maにわたり、流紋岩～デーサイト等の酸性火山岩類の噴出に始まり、讃岐岩の噴出を最後に終息している。ただし、屋島山上の雪の庭酸性凝灰岩など二、三の問題は残っている。五色台では、溶岩と溶岩との間に赤色風化殻が形成されていることから、この当時もかなり温暖で風化が進行していたと推定される。また陸上で形成される風化殻がはさまれることから、瀬戸内火山岩類活動時に、噴出物および堆積物が陸上に露出した時期があったことは確かであろう。

讃岐層群の溶岩類は現在、マサ化した花崗岩類あるいは軟質な土庄層群を被って台地～小山地群を形成している。溶岩類は堅硬であるが、柱状あるいは板状節理が発達しているので、キャップブロックとなって荷重および地下水を供給するため、マスマーブメント(地すべり)の発生原因となっている。香川県では、讃岐層群の台地の縁辺部に地すべり地形が多く分布し、小豆

島の肥土土地すべりはこの典型である。また、集中豪雨による崩壊・土石流の発生は、急崖をつくる溶岩からはほとんど発生せず、より緩傾斜のマサ化した花崗岩分布域で多発している。このように、現在香川県で発生する土砂災害の下地は、中期中新世における風化作用(マサの形成)とその後の瀬戸内火山岩類の活動によってつくられている。なお、広域的なマサは新第三紀を通じて形成されているので、第四紀の地殻変動に伴う基盤の断裂化が、広域的なマサの形成に関与したとは考えにくい。

瀬戸内火山岩類の活動後、三豊層群で代表される第二瀬戸内層群までの期間は堆積物がないため、その間の情報は少ない。讃岐層群中には落差がせいぜい数10mの南北系の断層があるが、これらの断層は三豊層群に変位を与えているように見えないので、恐らく中期中新世から鮮新世にかけて、すなわち、讃岐層群堆積中もしくはそれ以降に形成されたものであろう。

讃岐山脈北麓の榎原断層沿いおよび第四紀断層の長尾断層沿いでは、中期中新世の貫入岩(流紋岩)がほぼ東西方向に点々と分布している。また長尾断層の破碎帯は、第四紀に活動した部分に比較して大きい。従って、これらの断層は中期中新世頃から東西系の断裂帯であったと推定され、この断裂帯に沿って流紋岩が貫入したのであろう。そして、これらの断層は讃岐層群のほぼ南限に当るので、讃岐層群の堆積盆地の形成に関与した可能性がある。また後述するように、鮮新世におけるこれらの断層運動によって、三豊層群の堆積盆地が形成されたと推定される。

香川県における第二瀬戸内の湖沼の形成は、鮮新世後期の三豊層群の堆積から始まる。讃岐平野および備讃瀬戸では、基盤の花崗岩を直接三豊層群が被覆するから、これらの地域では、中新世中期には相対的に高所があったため讃岐層群が堆積しなかったか。あるいは堆積したが侵食されつくされてしまったか、両方の可能性が考えられるが、中期中新世の気候と風化作用を考えると前者の可能性も高いと思われる。いずれにしても讃岐層群堆積後、三豊層群堆積前の期間は陸上における侵食が進行した時期である。そしてこのときの侵食作用が、現在の讃岐平野の原形をつくったと考えられる。

三豊層群は、江畑断層、長尾断層などの第四紀断層を堆積盆地の南限としている。これより南

には三豊層群はほとんど分布していないので、三豊層群はこれらの断層群による南側隆起の断層運動によって形成された堆積盆地に堆積したか、これらの断層をまたいで堆積したが第四紀の断層活動によって南側に分布した堆積物が隆起・侵食を受けたかのどちらかであろう。大きな谷では、三豊層群の分布はこれらの断層をこえて少し南へも分布していること、断層周辺の地層の変形が小さいことから、これらの断層は第四紀に数100mもの垂直変位を起こしたとは考え難い。従って、鮮新世(後期?)におけるこれらの断層運動によって三豊層群の堆積盆地が形成され、その断層運動が三豊層群堆積中も引続いたと推定される。特に、讃岐山脈の北麓の江畑断層、椋原断層などは、第四紀後半の活動が認められないことから、讃岐山脈の北麓では隆起に伴う断層運動は、第四紀中頃までに終了した可能性が高い。

三豊層群以降の堆積物は、第四紀断層付近を除いてほぼ水平に堆積しており、堆積後の地層の変形はほとんどなかったと推定される。これに対して、その層相は、後背地の状況や、海水準および侵食基準面の変動を受けて大きく変化している。現在のところ、各地区の三豊層群の対比が進んでいないので、三豊層群堆積当時の古

地理を完全に復元することは難しい。ただ和泉層群起源の粗粒堆積物からなる焼尾峠礫層が下部更新統を含むことから、遅くとも100万年前頃には、讃岐山脈はかなりの高度に達していたと推定される。

また、鮮新世後期には三波川変成岩類の礫が三豊層群中に供給されていることは間違いないので、この径路については、当時の讃岐山脈の起伏も含めて今後さらに検討する必要がある。香川県に再び海が侵入したのは、大槌島層が堆積したときである。これ以降香川県は、第三瀬戸内海の時代になり海水準変動の影響を強く受けることになる。すなわち、三豊層群の侵食が始まり、段丘を形成する時代となる。大槌島層の時代ははっきりしていないが、一部は更新世中期の大阪層群上部層に相当する可能性がある。これに対して、香川県本土で確認されている海成層は、完新世の縄文海進相当層のみである。従って、現在のところ香川県で確認された第四紀の海進は、大槌島層堆積期、槌ノ戸瀬戸層堆積期および縄文海進期の3回である。しかしながら、今後の調査によって新たな海成層が発見される可能性もあろう。また、陸上の段丘堆積物と平野地下および海底堆積物と詳細な対比が将来可能になれば、瀬戸内海および讃岐平野の

成立ちがもっと詳しくわかるであろう。

おわりに
讃岐地方では、備讃瀬戸の島々や坂出市国府台、城山・金山を中心とした地域で、サヌカイトからなる多数の旧石器が発見されている。旧石器時代の人々が備讃瀬戸で生活していたのは、ちょうどウルム氷期の頃であり、讃岐地方は、大阪府二上山周辺と共に旧石器時代における瀬戸内地域の石器の一大産地であった。ウルム氷期の最盛期(約2万年前)には、海水面は現在に比べ100m程度低下していたと推定されている。従って当時、備讃瀬戸は完全に陸化し、多くの湖沼が存在し、大小の河川の流れる盆地になっていて、旧石器人たちはこの豊かな備讃瀬戸盆地を生活の場としたのであろう。

その後、気候が温暖化し、海進が始まって約1万年前にはほぼ現在の瀬戸内海と同じ環境が形成される。この海進により、ウルム氷期の扇状地は海底下に沈むが、内陸部では縄文海進時にも、ウルム氷期の扇状地はそのままに残った。そして、その後の小規模な海退に伴い再び海面上に現われた海岸平野を、現河川の運搬する砂礫が被覆して沖積平野をつくり、現在の讃岐平野の微地形を形成することになる。

図7—備讃瀬戸海底地質図

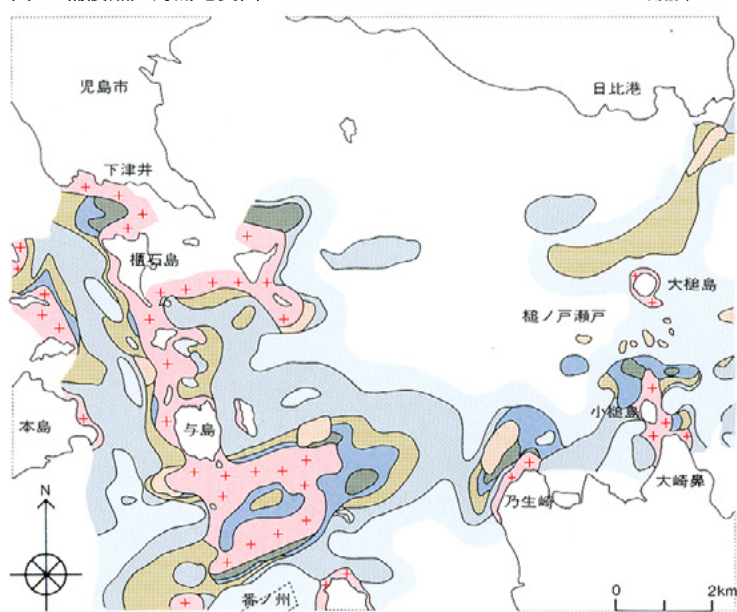
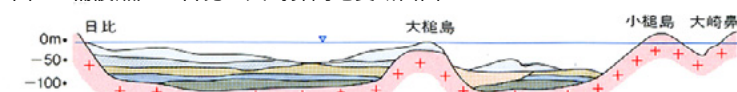


図8—備讃瀬戸の日比—大崎鼻間地質断面図



<図7、図8の凡例>

- 番ノ州層上部
- 番ノ州層下部
- 槌ノ戸瀬戸層
- 大槌島層上部
- 大槌島層下部
- 三豊層群
- 花崗岩類

<図9の凡例>

- 備讃瀬戸内海

- 番ノ州層
- 槌ノ戸瀬戸層
- 大槌島層
- 三豊層群

● 讃岐平野

- 現世堆積物
- 焼尾峠礫層
- 三豊層群
- 和泉層群
- 鎖家花崗岩類

表2—備讃瀬戸海域における層序、古気候と海水準変動図 高橋、1978を一部修正

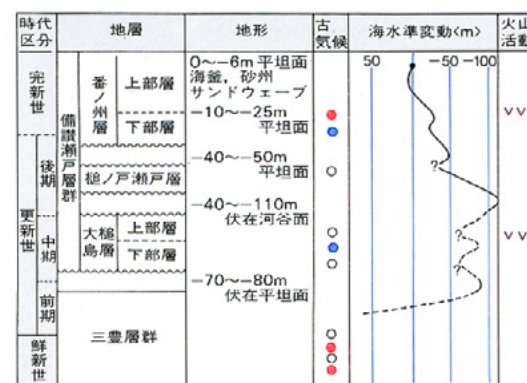


図9—讃岐平野と備讃瀬戸内海との地質の対比(南北方向の模式図) 斎藤・他、1972を一部修正

