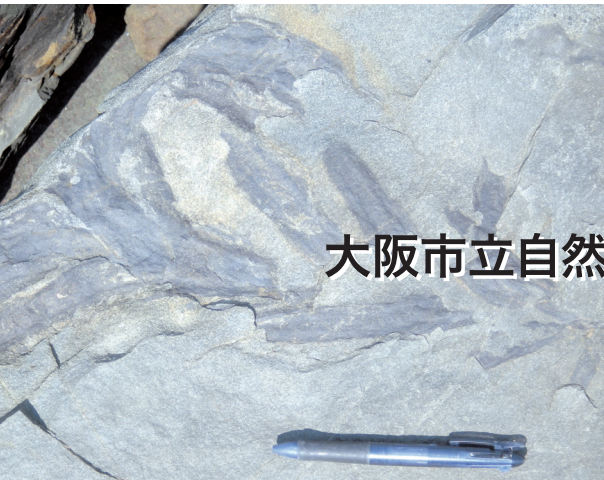
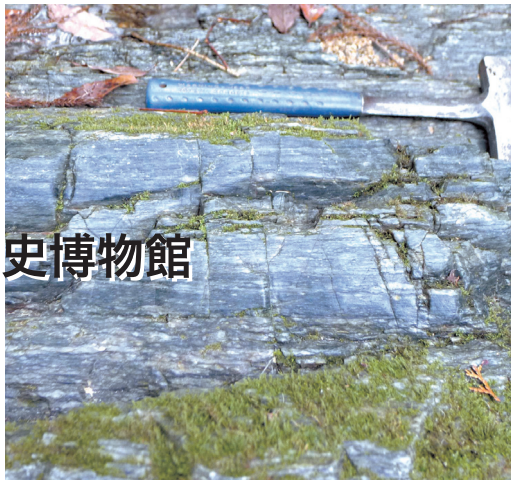


ミニガイド No.25

大阪の地質 見どころガイド



大阪市立自然史博物館



はじめに

大地を作る地層や岩石は、数万年、数百万年、数億年の歳月をかけてつくられてきたものです。私たちは複雑に入り組んだ地形や道路脇の岩石を観察することで、大阪のおいたち、いや、地球のおいたちの一端を感じることができます。

大阪では岩石や地層を見ることができる場所はあまり多いとはいえません。それでもまだまだ地質学的に興味深い場所が数多く残されています。このミニガイドでは、大阪で見ることのできる代表的かつおもしろい地質学のポイントを、新しい時代のものから順に紹介していきます。紹介した場所は、観察に行きやすい場所で、かつ今後も露頭が失われずに見ることができるであろう場所を中心に選びました。岩石や地層を見て触れることで、大阪のおいたちを考えてみましょう。(※) この本で紹介した場所については、主に2011年～2012年に取材・撮影を行っています。崖の状態などは変化している可能性があることをご了承ください。

★★★ 観察・採集する時の注意 ★★★

岩石や地層は長い時間をかけてつくられたものです。一度の破壊によって永遠に失われます。それを心に留めて観察・採集に臨みましょう。

◎観察するときには、落石の危険がないか注意してください。

◎岩石が露出している場所は私有地の場合があります。採集する場合には、土地の所有者や地元の方々の許可を得てください。また、必要以上の量の採集はしないように心がけてください。

◎巨石などは天然記念物や地域の信仰の対象になっている場合があります。また、きれいな地質構造を持つ地層・岩石などは、壊すとのちの人が観察できなくなります。そのような場所ではハンマーで岩石をたたくことや採集は慎みましょう。

目 次

大阪の地形と地質	1	11. 豊田崎の和泉層群	24
1. 上町台地	4	12. 生駒山の斑れい岩	26
2. 有馬-高槻構造線	6	13. 河合マイロナイト	28
3. 石川・西除川に沿った河岸段丘	8	14. 花こう岩	30
4. 亀の瀬の地滑り	10	15. 超丹波帯・丹波帯のメラングェ	32
5. 大阪層群の海成粘土層	12	16. 丹波帯の緑色岩・チャート	34
6. 大阪層群の火山灰層	14	17. 摂津峡の超丹波帯	36
7. 二上山周辺の凝灰岩	16	18. 河内長野の温泉	38
8. 屯鶴峯	18	コラム 断層	39
9. 汐ノ宮火山岩	20	むすび・文献	40
10. 泉南流紋岩類と和泉層群の不整合	22		

大阪の地形と地質

“大阪”は大阪平野を真ん中に、西側を大阪湾、北・東・南側を「コ」の字型に山地で囲まれている場所です。この山地と平野では地層や岩石のできた時代が大きく異なります（図1、3）。おおざっぱに考えて、山地は古い時代の地層や岩石、平野は主に第四紀の新しい時代の地層からできています（これからの説明文の中に書かれている太字の数字は、5ページ以降の個別の解説が書かれている番号に相当します）。

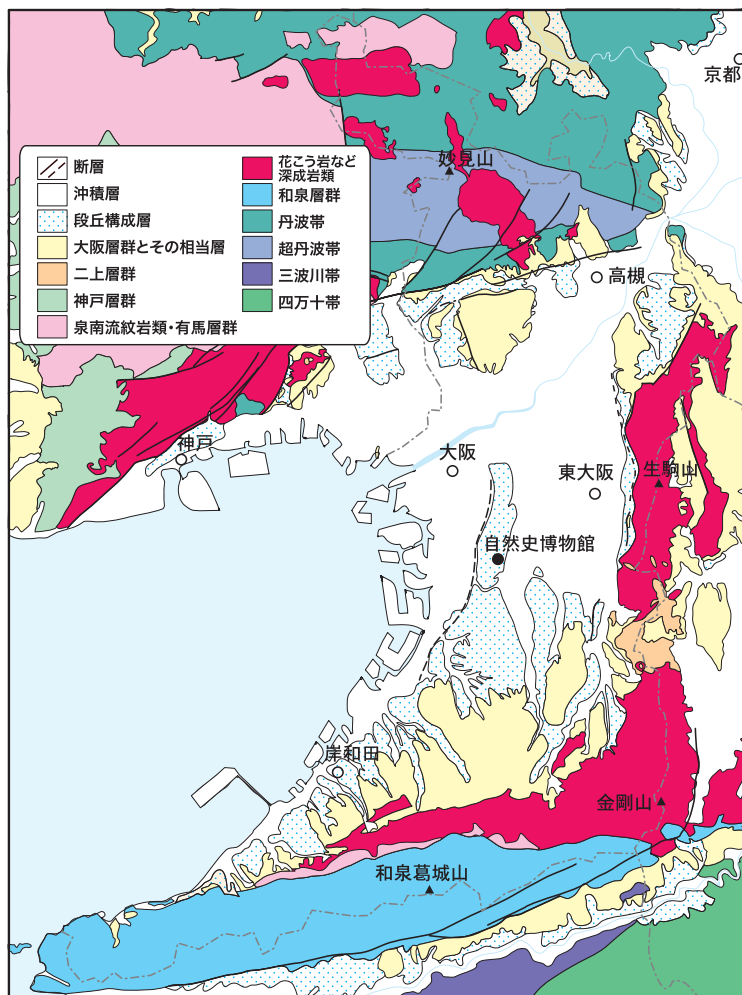


図1：大阪の地質概略図。

大阪を囲む山地は、北側は北摂山地、東側は生駒・金剛山地、南側は和泉山脈と呼ばれます。これらの山々は今から約200万年前から上昇しはじめたと考えられています。この大阪を取り囲む山地はほとんどが古生代から中生代、一部は中新世（約1500万年前）にできた比較的古い時代の地層や岩石からできています。

北摂山地は、丹波帯や超丹波帯という地質帯の地層・岩石と、それらを貫く花こう岩を中心とした火成岩からなります。丹波帯や超丹波帯を作る地層・岩石は、古生代から中生代の主に深い海でたまった泥岩や砂岩、チャートなどです（15、16、17）。

生駒・金剛山地は、ほとんどが花こう岩や斑れい岩などの深成岩からなります（12、13、14）。ただし二上山（図2）の周辺部は、約1500万年前の火山岩や凝灰岩からなります（7、8、9）。

和泉山脈は、ほとんどが和泉層群と呼ばれる浅い海～深海にたまった地層からなります（10、11）。和泉層群は、その北縁部からアンモナイトや二枚貝の化石がたくさん産出することで知られています。また、和泉層群の北側には、花こう岩や泉南流紋岩類という古い時代の火成岩も分布しています（10、13、14）。



図2：二上山。約1500万年前の火山岩や凝灰岩などからなる。奈良県葛城市から撮影。

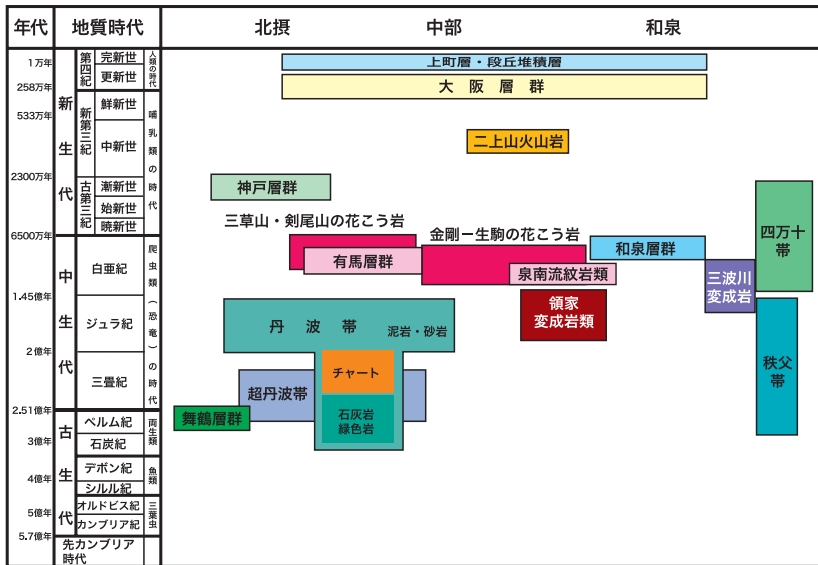


図3：大阪周辺の地質年代図。図1に含まれない地質帯もこの図には入っている。

一方、大阪湾から大阪平野にかけては山地側の上昇に対して、沈降している場所で、主に第四紀の新しい時代の地層が厚くたまっています。平野はさらに細かく分けると、沖積低地、台地（段丘）、丘陵からなります。

沖積低地は、現在の川や海に沿った最も低い平らな土地で、約1万8千年前よりあとにできた新しい陸地です。そのため、地層は大変やわらかく、地盤沈下や地震の時に被害が起こりやすい地域です（1）。

台地（段丘）は、沖積平野より高く、平らな面（段丘面）と急な崖（段丘崖）からなる地形です。大阪付近でも何段かの段丘面が見られます（1、3）。

台地と山地の間には、高さ100～200mくらいの丘陵部が広がります。千里丘陵、枚方丘陵、羽曳野丘陵、泉北丘陵などです。この丘陵部は、大阪平野の中心部の地下深くにある地層である大阪層群が、地表付近に顔を出しているところでもあります（5、6）。

大阪は山地と平野の間で、急に地形が変わっている場所がいくつかあります。この地形が急変するところには断層が走っており、その中には、今後も活動し地震を起こす可能性がある活断層も含まれています（1、2）。

1. 上町台地



図1-1：通天閣から北東方向、清水寺・大阪星光学院付近の上町台地西端の崖。星光学院の南側が清水坂、北側が愛染坂。

低くて平らな土地が広がる大阪にも、少しだけ高いところがあります。大阪城や難波宮址そして大阪府庁のあたりから天王寺を経て南へ、大阪の町のまん中を南北に伸びる上町台地です（図1-1）。この地域は、難波宮の昔から大阪の中心でした。

上町台地の西端には、大阪では他に見られない急な崖が続いていて、真言坂・源聖寺坂・口縄坂（図1-2）・愛染坂・清水坂・天神坂などと名付けられた坂道が、台地の上と西側の低地を結んでいます。豊臣氏と徳川氏によって行われた大阪の町づくりによって、この崖の下と台地の西端に寺院が集められました。現在、これらの寺院が建ち並んでいるあたりは、大阪では貴重な緑の帯になっています。そのような、通天閣の展望台からながめると、よくわかります（図1-1）。

崖の東側つまり上町台地は西側の低地より10～20m高く、地面は平らで少し東側に傾いています。このような崖と台地が組み合わさった地形は、どうしてできたのでしょうか（図1-3）。

上町台地をつくっている主な地層（上町層）は、およそ10万年から12万年前ころの海にたまった地層です。この海の時代、まだ上町台地はありませんでした。その後、上町断層を境に東側がもち上がり、台地ができました。上町台地の地面は、およそ10万年前の海底面です。ただし、いま見られる崖は、断層でできたものではありません。

いまから約6000年前の縄紋時代前期、海面は今より数m高かったと考えられています。そのころ、海は台地のすぐ西まで広がっていました。上町台地の崖は、この時の波の力で削られてできたものです。上町断層

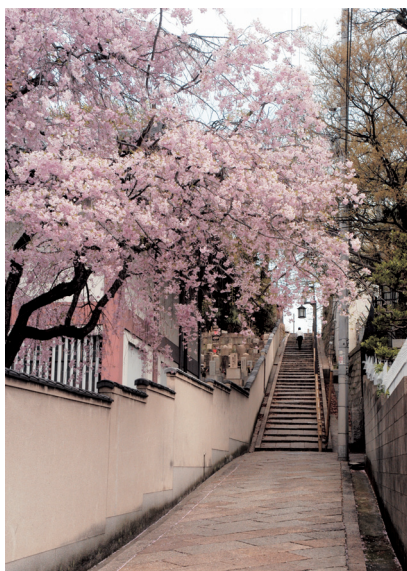


図1-2：春の口縄坂。

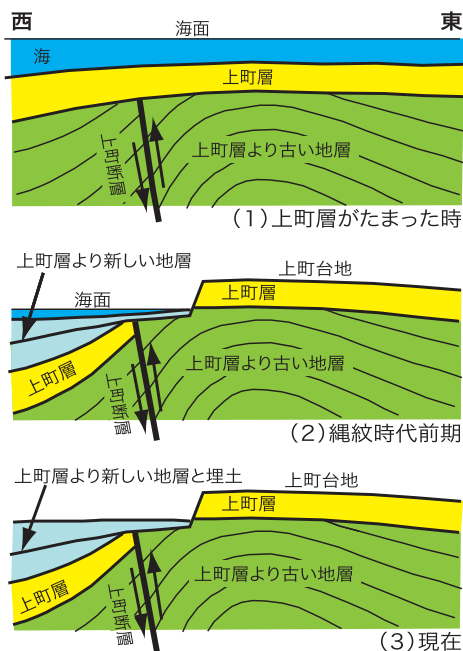


図1-3：上町台地はどうしてできたか。

は、この崖より少し西側を歩いて、地下にかくれています。

海面が下がるとともに海は崖下からしりぞいて、崖の西側には砂浜が広がりました。さらに台地の北から、淀川と大和川が土砂を運びこみ、大阪湾には三角州が作られました。現在の大阪の町の西半分は、この三角州を埋め立ててできたものです。

交通：通天閣へは地下鉄御堂筋線または堺筋線「動物園前」から北東400m、堺筋線「恵美須町」から南へ400m。口縄坂へは地下鉄谷町線「四天王寺前・夕陽丘」から西200m。

2. 有馬－高槻構造線



図2-1：有馬－高槻構造線（真上断層）の活動によってできた断層崖（茨木市南安威）。

大阪の周辺には、「活断層」が数多くあります。活断層とは、きわめて新しい時代に活動し、今後も大きな地震を起こす可能性のある断層のことです。その代表が北摂山地のふもとを走る有馬－高槻構造線です。

有馬－高槻構造線は、その名の通り兵庫県の有馬温泉付近から茨木市・高槻市を通り京都府長岡京市まで続く長さ約55kmの活断層です。有馬－高槻構造線に限ったことではありませんが、大きな活断層は一本の断層からできているのではなく、いくつもの断層が分岐・並走しながらつながり、大きな断層帯を作っています（図2-2）。

有馬－高槻構造線が起こした地震によって地盤がずれ動いた証拠を茨木市市街地北部に見ることができます（図2-1）。写真右手前の駐車場や畑から3～5mの崖が連続していますが、これは有馬－高槻構造線のひとつである真上断層がずれ動いた結果できた崖です。このように地震のずれによってできた崖のことを断層崖といいます。

では、有馬－高槻構造線はいつ地震を起こしたのでしょうか。それを知るには、地面を掘って、活断層がいつどれだけ動いたかを調べたり（図2-3：これをトレンチ調査といいます）、古文書の記録を調べたりす

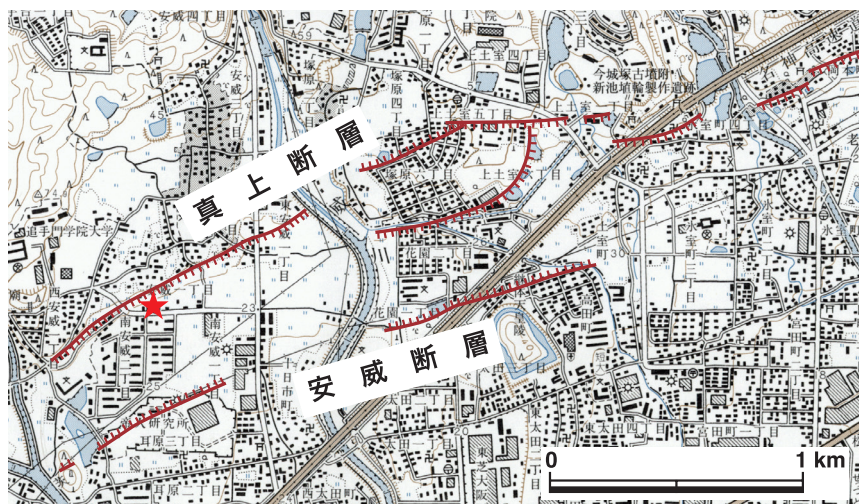


図2-2：茨木市～高槻市における有馬－高槻構造線の分布（中田・岡田，1990に一部加筆）。ケバの出ている方が、断層の落ちている方向。★は図2-1の場所。

ることわかります。その結果、有馬－高槻構造線は1000～2000年に一度の周期で活動していることがわかりました。また、一番新しい活動時期は京都～大坂に大きな被害をもたらした1596年の慶長伏見地震であることもわかりました。最新の活動から400年程度しか経過していないため、有馬－高槻構造線による大きな地震が起こる可能性は低いと考えられていますが、地震への備えは常にしておく必要があります。

交通：図2-1の場所には、阪急京都線「茨木市」駅またはJR京都線「茨木」駅から阪急バスに乗り「福井」バス停下車、徒歩。

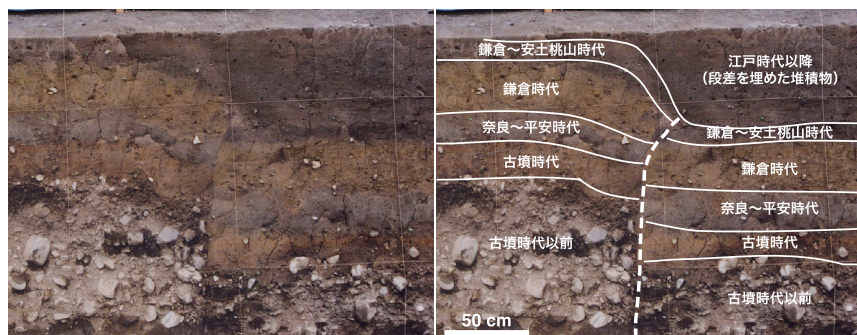


図2-3：茨木市内で実施された有馬－高槻構造線（真上断層）のトレンチ調査。左右は同じ写真で、右は写真に断層（白点線）と地層境界（白線）とその時代を書き入れた。断層を境に鎌倉～安土桃山時代以前の地層がずれているのがわかる。吉岡敏和氏提供。

3. 石川・西除川に沿った河岸段丘



図3-1：河内長野市、烏帽子形公園本丸広場から北方向にみた石川沿いの河岸段丘地形。

南河内地域の富田林市や河内長野市の石川や西除川沿いを歩くと、川に沿って平らな面と急な斜面がいくつもあって、階段状の地形を作っていることがわかります（図3-1）。このような地形を段丘地形と呼びます。特に川の力によってできた段丘のことを、河岸（河成）段丘と呼びます。また、海沿いに発達し、主に波の力でできた段丘は海岸（海成）段丘といいます。大阪では段丘の発達はあまりよくありません。しかし、南河内地域のほかに、1で紹介した大阪市中心部の上町台地も段丘ですし、泉北・泉南地域などにも広く段丘は分布します。

大阪で段丘地形がよくわかる地域である河内長野市の石川沿いでは、少なくとも5つの平らな面（段丘面）と、それを境する急な斜面（段丘崖）があることがわかります（図3-2）。高さの違う面は、それぞれ違った時代にできた段丘面で、標高が高い位置にある段丘面ほど古い時代にできたものです。

段丘がどのようにできるのか、河岸段丘を例に説明していきましょう（図3-3）。川が浸食・堆積を繰り返し、平野を作っている場所があります（図3-3A）。この場所全体の地盤が隆起するもしくは海水面が下降す

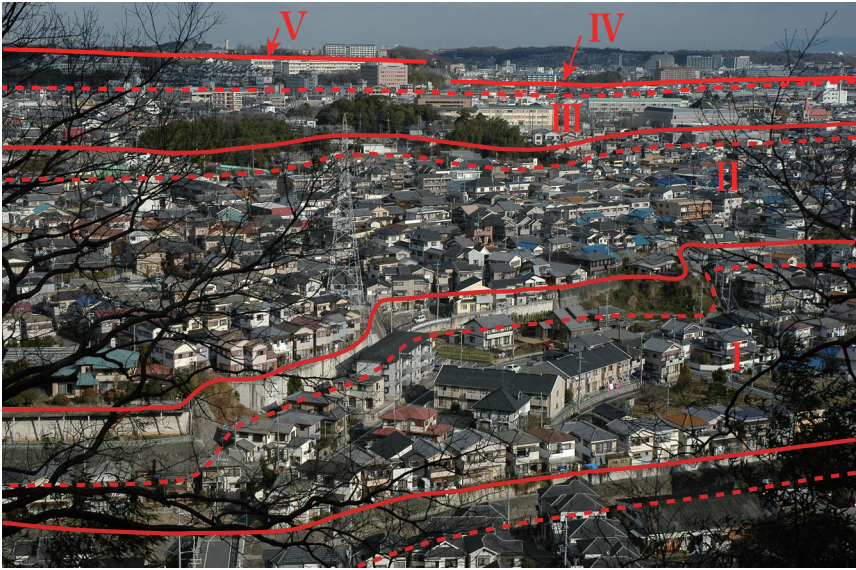


図3-2：図3-1に段丘崖、段丘面を書き込んだもの。5面の高さの異なる段丘面があることがわかる（低い面から順にⅠ～Ⅴ面）。実線は段丘崖の上端、破線は段丘崖の下端。

る（これはその地域にとってはどちらも同じ意味です）と、川は安定する高さまで平野を浸食していきます。この浸食の時にできた崖が段丘崖です。かつての平野は標高が高いところに取り残され、平らな段丘面となります（図3-3B）。この段丘のでき方を考えると、標高の高いところ

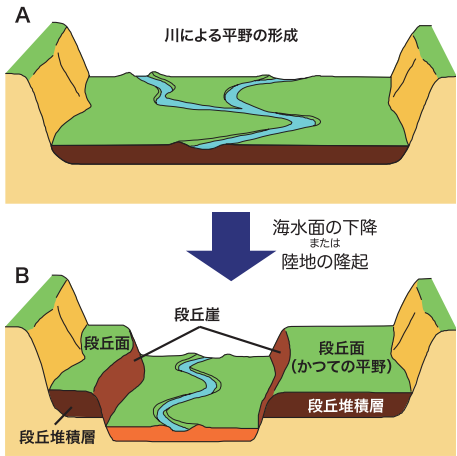


図3-3：河岸段丘のでき方。詳しくは本文参照。

にある段丘面の方が、低いところにある段丘面よりも古いことがわかります。

段丘は他にも、土石流や洪水、湖のせき止めなどによってもできることが知られています。

交通：河内長野市、富田林市、大阪狭山市などの平野部の石川・西除川沿いなら段丘地形はどこでも見ることができます。図1-1の烏帽子形公園へは南海高野線・近鉄長野線「河内長野」駅から南西へ約1.2km。

4. 亀の瀬の地すべり



図4-1：亀の瀬の地すべり地域。地すべり対策工事によって大量の土砂が運び出され、元々の山の形は失われている。大きなパイプは集水井で、地すべりの原因となる地下水を集めて排水している。

大和川に沿って国道25号線を奈良方面に向かうと、府県境あたりの大和川の北側に、山が大きく削られている場所が目に見えてきます（図4-1）。この場所は亀の瀬といい、地すべりの多発地域として知られています。地すべりとは、土地全体はほぼ原形をとどめながらゆっくりすべる現象です。地すべりは一度動いて終わりではなく、何年かおきにズルズルと滑っていくことが多く、土砂と水がいっしょになって一気に斜面を流れ下る土石流とは大きく異なります。

亀の瀬では、地層の記録から数万年前から地すべりが起こって



図4-2：傾いた石積みの土台とそれを修復した跡がある峠八幡神社の下の松谷御堂。

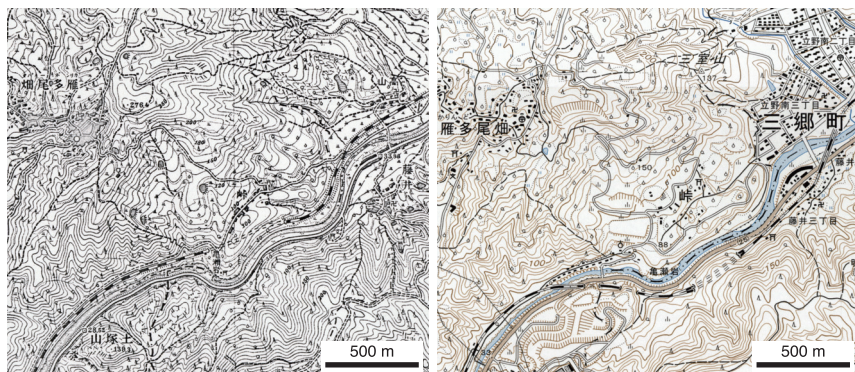


図4-3：明治時代（左）と現在（右）の地形の比較。国鉄（現JR）の線路が大和川の北から南に付け替えられているとともに、峠地区西側の山塊の土砂が排土されていることがわかる。左は大日本帝国測地測量部発行2万分の1地形図「古市」（明治41年測量）、右は国土地理院発行2万5千分の1地形図「大和高田」「信貴山」を使用。

たことがわかっています。正確な記録があるのは明治以降で、そのうち大規模なものは明治36年（1903年）、昭和6～8年（1931～33年）、昭和42年（1967年）に起こっています。中でも昭和6～8年に起こったものは被害が甚大で、柏原市峠地区の約32haにおよぶ山塊がすべり、大和川を閉塞し、上流の王寺町周辺はダム湖のようになりました。峠地区にある峠八幡神社の下の松谷御堂では、当時の名残として、地すべりによって傾いた土台が継ぎ足された様子を今も見ることができます（図4-2）。また大和川北側を走っていた国鉄（現JR）の亀の瀬トンネルは崩壊し、大和川の南側に線路が付け替えられました（図4-3）。

現在、亀の瀬では地すべりを防ぐために、様々な対策が行われています。地すべりを起こす土砂の排土や杭を打ち込んですべりを止める工事、



図4-4：地すべりを監視する伸縮計。

また、地すべりの原因となる地下水を集め流す大規模な井戸が何本も掘られています（図4-1）。地すべりを監視するための伸縮計（図4-4）や傾斜計、GPS観測点も多く設置されています。
交通：JR大和路線「河内堅上」駅から大和川沿いに北東約1.2 km。

5. 大阪層群の海成粘土層



図5-1：和泉市鶴山台惣ヶ池の海成粘土層（Ma8）。風化して細かく砕けている。

大阪層群は30万年前～300万年前にたまった地層です。大阪平野周辺の丘陵地をつくり、沖積層などの新しい時代の地層におおわれて、平野の地下深くにも分布しています。主に泥や砂、礫からなる大阪層群の中で、海成粘土層は火山灰層とともによく目立ち、鍵層として注目されました。大阪層群の海成粘土層は、古い方から順に、Ma-1、Ma0、Ma1、・・・と名前が付けられています。Maは海成粘土を意味する Marine Clayの略です。Ma-1からMa10が大阪層群、より新しい地層である高位段丘層に3層からなるMa11、中位段丘層にMa12、最も新しいMa13は沖積層に含まれます。また、その後の調査で見つかった海成粘土層には、小数点がついた番号がふられており、現在、大阪層群より新しい段丘層や沖積層のものもふくめると、21層の海成粘土層が知られています。



図5-2：和泉市鶴山台惣ヶ池の露頭。折れ尺より下の緩い崖が海成粘土層。



図5-3：(左) 豊中市千里園の千里川河床の海成粘土層 (Ma7) と (右) その近影。新鮮な露頭で、近づいて見ると生痕化石が観察できる。

第四紀は氷期・間氷期が繰り返した時代です。大阪層群がたまった地域は、海水準が高い間氷期には海に、海水準の低い氷期には陸地になりました。間氷期の海の底にたまった粘土層が、海成粘土層です。海が広がった範囲に、一定の時間をかけてたまったため、層が厚く、よく連続します。

海成粘土は、淡水成の粘土に比べて、色が暗く細粒です。新鮮な海成粘土層が空気さらされると、石膏などの結晶が析出します。海水に含まれる硫酸イオンは、粘土の粒子に沈着してたまります。そして、硫酸イオンは地層中の還元環境で鉄と結びついて硫化鉄となります。後に露頭で酸素に触れて再び硫酸イオンになり、カルシウムと結びついて石膏の結晶になります。硫酸イオンが含まれるため、新鮮な海成粘土層の露頭は酸性を示します。また、海成粘土層は、風化すると薄くはがれるように細かく砕ける特徴があります。

海成粘土層は様々な場所で観察ができますが、宅地開発などで露頭ができてもすぐに削り取られ、コンクリートを吹き付けられて姿を消します。今後しばらく観察が可能な場所は、豊中市千里園の千里川河床 (図5-3) や和泉市鶴山台の惣ヶ池 (図5-1、2) などです。和泉市光明池 (図5-4) では冬期に水位が下がったときに観察可能ですが、立ち入りには管理者に許可をもらう必要があります。

交通：図5-1の和泉市惣ヶ池にはJR阪和線「北信太」駅から南へ約1km。自然史博物館友の会発行「自然観察地図 南大阪編」に詳しい地図が載っています。



図5-4：和泉市光明池の海成粘土層 (Ma6)。

6. 大阪層群の火山灰層



図6-1：和泉市光明池南側の公園のピンク火山灰層。

大阪層群の火山灰層は、遠くの火山で起きた巨大噴火でできた火山灰が、風で飛ばされてきてたまったものです。巨大噴火の火山灰は、非常に遠くまで飛び、いろいろな場所に短い時間でたまります。また、砂や泥、小石からなる地層の中でとてもよく目立つため、火山灰層は5で紹介した海成粘土層とともに、とても役に立つ鍵層です。大阪層群には火山灰層が数十層あることが知られていますが、その中でも特にピンク火山灰層とアズキ火山灰層には分かりやすい特徴があり、有名です。

ピンク火山灰層（図6-1）は、新鮮な露頭では細かい部分がピンク色っぽく見えるためにこのように名付けられました。乾燥すると真っ白に見えます。粗い火山灰と細かい火山灰が互い違いにたまっていることが多く、厚さは数十cmに及びます（図6-2）。たまった時代はおよそ100万年前で、海成粘土層のMa1層の上にあります。ピンク火山灰層は、九州北部の猪^{しむた}牟田カルデラという、今は姿が残されていない火山の巨大噴火で流れた火砕流に伴われた火山灰



図6-2：図6-1のピンク火山灰層の近影。粗い火山灰と細かい火山灰が、互い違いに重なる。

が、飛ばされてきてたまったものです。徳島県の土柱層、近江盆地の古琵琶湖層群、伊勢湾周辺の東海層群、新潟県の魚沼層群、房総半島の上総層群にも、ピンク火山灰層と同じものがあることが分かっています。ピンク火山灰層は、和泉市光明池南側の公園（図6-1、2）、吹田市立博物館の敷地内などで観察することができます。

アズキ火山灰層（図6-3）は、紫色を帯びた暗い灰色の火山灰層で、昔のアズキアイスに色が似ていることから名付けられました。アズキ火山灰層の最下部1cmの部分は白い火山灰であり、その上に紫色を帯びた暗い灰色の火山灰が重なります。全体の厚さは約50cm、たまった時代はおよそ87万年前です。海成粘土層のMa3層の中に挟まれることが多く、生きものの巣穴の跡の化石が見られることがあります。アズキ火山灰層は、ピンク火山灰層と同じく猪牟田カルデラ起源で、これと同じ火山灰層が古琵琶湖層群や上総層群にもあります。アズキ火山灰層の暗い灰色の部分は火砕流に伴われた火山灰、最下部の白い部分は火砕流が流れる直前に出た軽石の細かいものであることが知られています。アズキ火山灰層は、吹田市万博記念公園南側（図6-3）、堺市槇塚台南側の公園で観察することができます。



図6-3：吹田市万博記念公園南側のアズキ火山灰層。最下部に薄い白色火山灰があり、その上に暗い灰色の火山灰が重なる。上位の粘土が詰まった生き物の巣穴の化石が観察できる。フェンス内に入って観察するには、管理者に許可をもらう必要がある。

7. 二上山周辺の凝灰岩



図7-1：溶結凝灰岩。黒いレンズ状のものが、高温で溶けて固まりガラスになった火山灰。

大阪の東にそびえる二上山（2 ページ図2）は、約1500万年前に噴出した火山岩類からできており、様々な種類の火山岩や凝灰岩（火山灰が岩石になったもの）見られます。

中でも太子町の万葉の森の入り口では、溶結凝灰岩という少し変わった岩石を見ることができます（図7-1、2）。溶結凝灰岩とは火砕流などによってたまった火山灰が、火山灰自身の熱によって再び溶けて固まった岩石です。二上山の凝灰岩は通常少し柔らかいのですが、溶結凝灰岩は一度たまってから溶けて固まっているので、とても硬い岩石です。溶けて固まりガラスになった火山灰は、自身の重さでぺしゃんこになっ



図7-2：万葉の森入り口に見える溶結凝灰岩からなる崖。

て、レンズ状の形をしています(図7-1)。

二上山の凝灰岩は、古くから石材にされており、歴史好きの方にも有名です。石材の加工技術が発達していなかった時代には、二上山の軟らかい凝灰岩が重宝されたようです。法隆寺金堂の土台(図7-3)や二上山から奈良方面に下ったところに



図7-3：法隆寺金堂の土台。二上山の凝灰岩が使われている。石井久夫氏提供。

ある当麻寺の灯籠も、二上山の凝灰岩からできています。万葉の森から岩屋峠に上る道の途中や穴虫峠の手前にある牡丹洞(図7-4)に、石材を取った石切場のあとがあります。

ちなみ二上山では火山岩類がたくさん見られますが、二上山は火山ではありません。「火山」は火山が活動することでできた地形を指す言葉なので、1500万年前という古い時代に活動し、その後の地殻変動を受けている二上山は火山とは言えません。なお、二上山周辺は史跡や文化財がたくさんあります。むやみに石をたたいて壊さないようにして下さい。交通：近鉄南大阪線「上ノ太子」駅から国道166号線に沿って東へ約4.5kmで万葉の森入り口。万葉の森には駐車場もあります。



図7-4：古代の採石場である牡丹洞。ノミで穿った跡が残る。石井久夫氏提供。

8. 屯鶴峯

どんづるほう



図8-1：屯鶴峯の全景。1500万年前の火砕流堆積物からできている。

近鉄南大阪線「上ノ太子」駅から線路に沿って歩き、府県境である穴虫峠を越えると左手に屯鶴峯への入り口があります。入り口から100mほど入り高台に出ると、真っ白な岩肌が目に飛び込んできます（図8-1）。この独特の風景をつくるのは、7で紹介した二上山の火山岩類の仲間、約1500万年前の火山活動で堆積した凝灰岩です。近づいて見ると、いくつもの層が積み重なっているのがわかります（図8-2）。これらはほとんどが、火砕流という高温で山の斜面を流れ下った火山灰や火山レキがたまったものです。

地層の中には、大きなレキによって地層が曲がっ



図8-2：屯鶴峯の地層の重なり。谷底から見上げる方向で撮影。

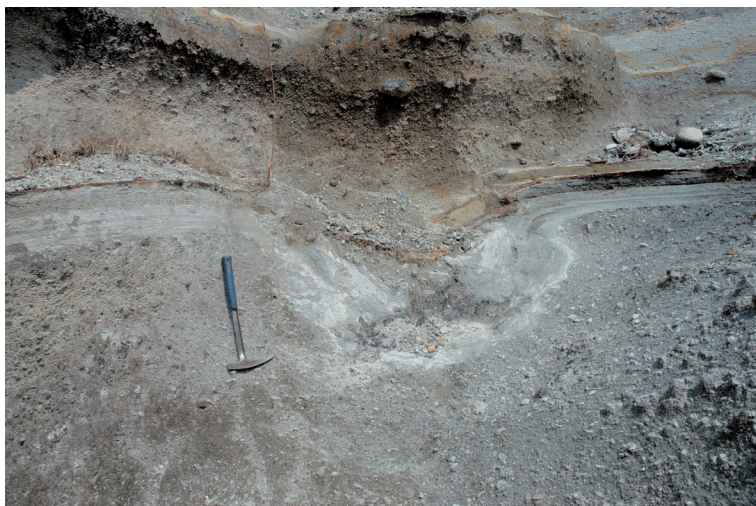


図8-3：火山弾によって曲げられた地層。

ているところがあります（図8-3）。これは、火口から飛び出したレキ（火山弾といいます）が地上に落ちて、すでにたまっていた地層を曲げてしまったためにできたものです。また、凝灰岩の地層の中に、直径0.5～1cmくらいの球状の火山灰の固まりを見ることができます（図8-4）。これは火山豆石といって、火口からたち上る噴煙の中で、水分や摩擦によって火山灰が丸まったものです。これらは、屯鶴峯を作る地層が火砕流のように流れ下ったものだけでなく、火口から噴煙がたち上ることによってできたものもあることを示しています。また、細かい火山灰には縞模様が発達することもあり、たまった後に水の流れて再び動いたものもあることがわかります。

屯鶴峯の地層はとても露出がよく、地層の中の構造をいろいろ観察することができます。じっくり観察して、どのように地層ができたか考えてみましょう。なお、屯鶴峯は崖や滑りやすい場所が多いので、観察に行く時は十分注意してください。

交通：近鉄南大阪線「上ノ太子」駅から東に約3.5km。



図8-4：火山豆石。

9. 汐ノ宮火山岩



図9-1：右岸から見た汐ノ宮火山岩。柱状節理がよく見える。

近鉄長野線「汐ノ宮」駅の東、石川にかかる千代田橋から上流を眺めると、川の流れの中に見えるのが汐ノ宮火山岩です（図9-1）。橋の東側から河原におり、右岸に沿ってさかのぼります。

汐ノ宮火山岩は、新第三紀中新世に、火山から噴出した溶岩が冷えて固まった岩で、安山岩の一種（かんらん石輝石安山岩）です。石川の右岸（東側）から見ると、溶岩が冷えるときにできた規則的な割れ目のため、柱を束にしたように見えます。このような割れ方を柱状節理と言います。汐ノ宮火山岩は一部で砂岩や礫岩と入り混じっているため、溶岩は石ころの多い河原に流れ込んだのでしょうか（図9-2）。

現在の大阪には火山はありません。しかし、新第三紀中新世（1500万年前ころ）には、大阪にもたくさんの火山がありました。そのころの火山から噴出した溶岩や火砕流堆積物などが、最も広く分布しているのは、二上山とそのまわりですが、他にも大阪の北西から右回りで、甲山、信貴山、嶽山、鍋山などで見ることができます。汐ノ宮火山岩も、同じこ

ろの火山活動で噴火したものです。

南西側と北側には、汐ノ宮火山岩の上に、火山岩の礫を含む緑灰色の砂混じり泥層が重なっています(図9-3)。これは大阪層群の地層で、100万年前ころ、汐ノ宮火山岩でできた小山の縁に堆積したようです。ここでは植物化石やシカの足跡化石が、見つかったことがあります。

この場所での汐ノ宮火山岩と大阪層群の関係のように、上下に重なる地層や岩石のできた年代が大きく異なる場合、これらの地層や岩石の関係を不整合と言います。

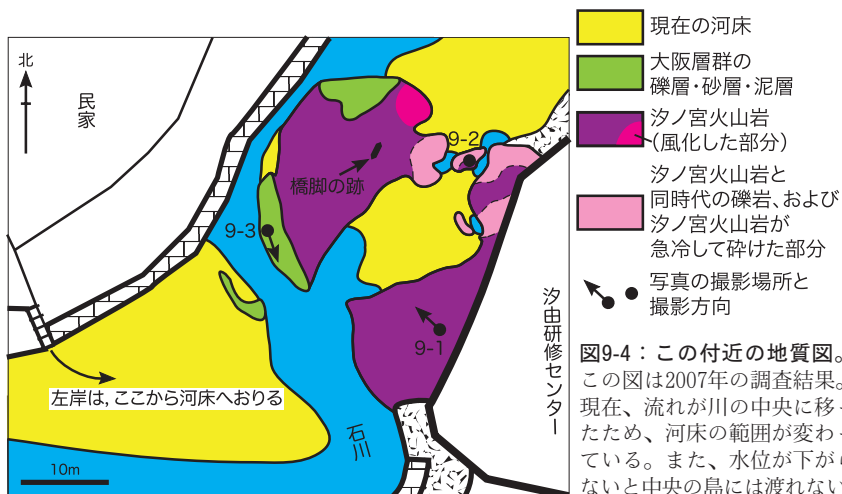
交通: 近鉄長野線「汐ノ宮」駅から東へ300m。右岸または左岸を南へ200m。左岸の河原へは、橋の手前から住宅街を抜けて南へ。突き当たりの用水路の横に河原へ降りる階段がある。



図9-2: 汐ノ宮火山岩にともなう礫岩。中央やや左の白黒の鉱物が混じった礫はかこう岩。



図9-3: 汐ノ宮火山岩と大阪層群の不整合。緑灰色の部分が大阪層群の地層。



10. 泉南流紋岩類と和泉層群の不整合



図10-1：泉南流紋岩類と和泉層群の不整合（秋山不整合、地点A）。凝灰岩からなる泉南流紋岩類に和泉層群の礫岩が不整合で重なっている。

大阪府南部の和泉山脈には和泉層群が分布し、その北側には泉南流紋岩類が分布しています。貝塚市南部の奥水間霊園では、泉南流紋岩類に和泉層群が不整合で重なる不整合面をダイナミックに観察でき（図10-1、地点A）、和泉層群が堆積し始めたことを実感できます。この不整合面は中生代の地殻変動を示すものとして古くから知られ、秋山不整合と呼ばれています。崖の中央部にあった正断層の上盤側の礫岩がすべるよう崩れて、現在はコンクリートで被われ観察できません（図10-2）。この地域の泉南流紋岩類は石英の斑晶や岩片を含む凝灰岩です。和泉層群は礫岩からなり、不整合面は崖の右上から左下へ凹凸をもって斜めに伸びています。礫はやや丸みをおびているものが多く、大きさ

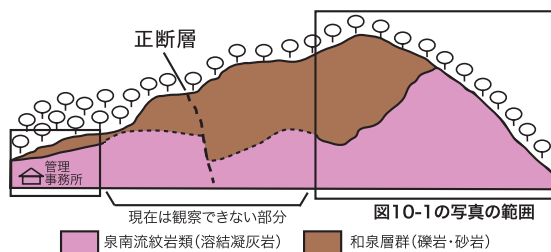


図10-2：地点Aの露頭全体の模式図。現在は四角で囲んだ部分のみ観察できる。正断層の位置は寺戸真氏の資料をもとに作成した。

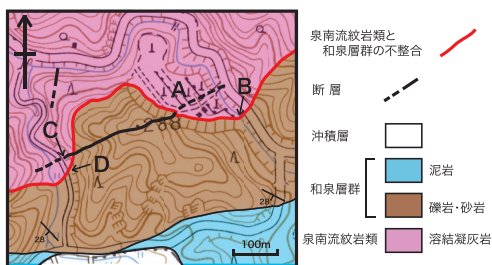


図10-3：奥水間霊園周辺の地質図。A地点；不整合と正断層、図10-1、2。B地点；河床の不整合。C地点；正断層、図10-4。D地点；不整合、図10-5。



図10-4：地点Cから地点Aに続く正断層。破碎帯が浸食されて割目になっている。断層の両側は泉南流紋岩類の凝灰岩。スケールは30cm。

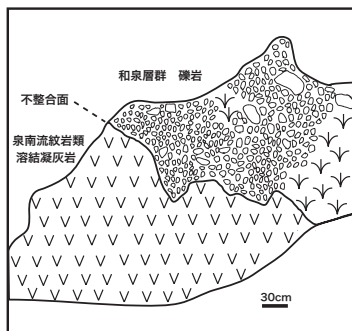


図10-5：地点Dの不整合露頭（左）とそのスケッチ（右）。写真のスケールは30cm。

は不揃いで最大長径120cmにも達します。礫の種類は、凝灰岩、花こう斑岩などからなります。

図10-1の不整合面は別の場所でも観察され、不整合面の立体的な広がりを知ることができます（図10-3）。奥水間霊園の崖に向かって左の管理事務所の裏の崖でも不整合面を観察できます。コケにおおわれて観察しにくいですが、河床（地点B）でも不整合面を観察できます。

地点Dでは道路にそった崖で不整合面を観察できます（図10-5）。地点Dの15m北の地点Cでは泉南流紋岩類の凝灰岩が露出し、その間に断層によって形成された破碎帯が浸食されてできた幅60cmの割れ目を観察できます（図10-4）。この断層は谷に沿って伸び、A地点までつながっています。谷奥約20mで断層北側に不整合面を観察でき、谷奥約50mでは断層をはさんで谷の両側は和泉層群の礫岩が分布しています。この断層の上下方向の落差は数m程度と推定されます。

交通：水間鉄道「水間」駅から水間鉄道バスに乗り「秋山口」下車。奥水間霊園の崖を観察する場合は、管理事務所に声をかけてください。

11. 豊国崎の和泉層群



図11-1：豊国崎の和泉層群。砂岩泥岩の互層からなる。へこんで黒く見える部分が泥岩。

大阪の南西の端、岬町豊国崎周辺は大阪に残された数少ない自然海岸です。海岸には約6500～7000万年前（白亜紀）にたまった和泉層群の砂岩泥岩互層が露出しています（図11-1）。和泉層群は四国の松山周辺から和泉山脈までの東西約300km、南北約10kmの細長い分布をしています。このような分布は、当時の中央構造線の活動によってできたためと考えられています。



図11-2：級化構造。下から上に砂の粒の大きさが小さくなっている。

砂岩泥岩互層に近づいて見ると、砂岩と泥岩の境界がはっきり分かれています。これは砂岩と泥岩のたまる条件が違っていたことをあらわします。砂岩層の内部をよく見ると、下から上に砂の粒の大きさが小さくなっている部分があっ



図11-3：ぐにゃぐにゃと曲がったスランプ褶曲。上下の地層はほぼ曲がっていない。

たり（図11-2：級化構造）、地層に平行な縞々の模様（平行葉理）が見られることがあります。これは砂岩の1枚の地層が、急速にたまったことを示しています。逆に泥岩には明瞭な構造が見られないため、ゆっくりと静かな環境でたまったと考えられます。これは、和泉層群の砂岩泥岩互層がたまった場所は、普段は静かな泥のたまる環境に、ときおり急速に砂が流れ込むような場所、つまり深い海の底だったためです。

豊国崎を過ぎてしばらく歩くと、整然と重なっている地層に挟まれて、ぐにゃぐにゃに曲がった地層があります（図11-3）。これをスランプ褶曲といいます。上下の地層が褶曲していないことから、通常のような褶曲のように地層全体に強い力がかかって曲がったのではなく、一度たまった地層が自らの重みなどによって滑って変形したものだと考えられています。ここまできれいに地層が折りたたまれたスランプ褶曲は、日本国内でも他になかなか見ることができません。

また、豊国崎周辺の和泉層群の砂岩層の上面には、時々葉っぱを広げ

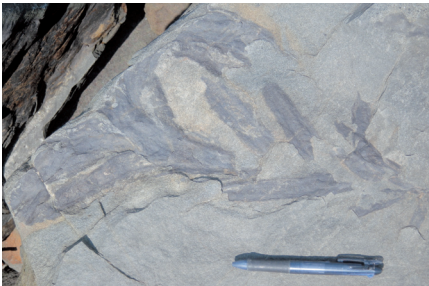


図11-4：コダイアマモ。かつては植物化石と考えられていたが、最近では生痕化石（生物のはいあと）とする考え方が主流。

たような不思議な模様を見ることが出来ます（図11-4）。これは「コダイアマモ」とよばれ、見つかった頃は植物の化石と考えられていました。しかし、近年の研究では、コダイアマモは生物のはいあとである生痕化石だと考えられています。

交通：南海多奈川線「多奈川」駅から西へ約2km。

12. 生駒山の斑れい岩



図12-1：斑れい岩。風化していない固い部分が円い礫のように見える。固い部分と風化して柔らかくなった部分は連続的に変化している（地点A）。

大阪平野から眺めると屏風のように南北にのびている生駒山地は、生駒山（標高642m）を最高峰として、大阪府と奈良県の県境となっています。生駒山頂を中心に直径約4 kmには斑れい岩が分布し、その周りを花こう岩が取り囲んでいます。斑れい岩は、およそ1億8000万年前（中生代ジュラ紀）にマグマが地下でゆっくりと冷えて固まってできた深成岩です。この斑れい岩は生駒石と呼ばれ石材として使われています。

枚岡公園から生駒山頂へ登



図12-2：風化していない斑れい岩の表面（A地点）。写真の幅は3cm。結晶質で等粒状。暗緑色で劈開が観察できるのは角閃石。茶色がかかった暗緑色で薄く剥がれる鉱物は黒雲母。輝石は目立たない。灰色の透明感のある鉱物は斜長石。



図12-4 (上)：風化した斑れい岩 (B地点) の接写。暗緑色の鉱物は角閃石。茶色っぽい鉱物は風化した黒雲母。白色の鉱物は斜長石。

図12-3 (左)：風化した斑れい岩 (B地点)。風化した斜長石が目立つため、白っぽく見える。

る道沿いで斑れい岩を観察することができます。しかし、多くの露頭では斑れい岩は風化して、スコップで削れるほど柔らかくなっています。

風化して柔らかくなっている斑れい岩の中に、風化していない固い斑れい岩が芯のように残っている場合があります (図12-1)。固い部分を割ると黒っぽい結晶質の岩石であることがわかります (図12-2)。風化して柔らかくなった部分は、斜長石が白く濁り、風化していない部分とは異なり白っぽく見えます (図12-3、4)。

斑れい岩を取り囲む花こう岩は、斑れい岩に貫入しています。枚岡公園やA地点までの途中には、斑れい岩に侵入した輝緑岩や花こう岩を観察できます。花こう岩の年代は斑れい岩より若く、約7000万～8000万年前 (中生代白亜紀) にできたことがわかっています。

また、生駒山の西斜面 (大阪側) は東斜面 (奈良側) に比べて急になっています。生駒山の西斜面の麓に活断層である生駒断層があり、生駒山

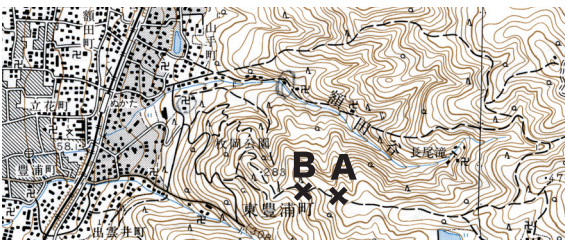


図12-5：A、B地点の位置。国土地理院発行2万5千分の1地形図「生駒山」、「信貴山」を使用。

側が隆起して、地下にあった深成岩が地表に現れているのです。

交通：近鉄奈良線「額田」駅から枚岡公園を経て生駒山頂へ向かう途中で観察できる。

かわい

13. 河合マイロナイト

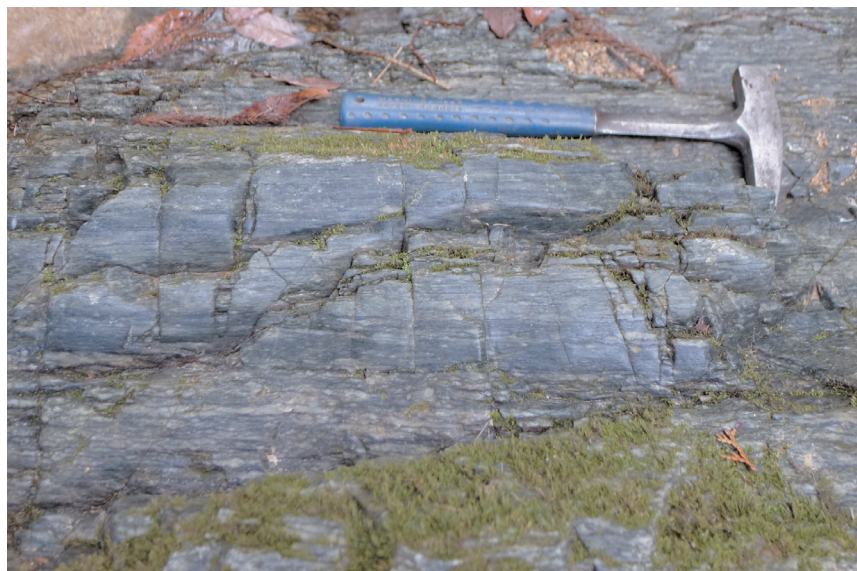


図13-1：河合マイロナイト。再結晶した鉱物が一方方向にならんでいるのがわかる。岸和田市河合町、津田川支流の河床。奥平敬元氏撮影。

断層が活動をすると、断層を境に両側の岩盤にずれが生じます。それだけでなく断層からある程度の幅の岩盤が壊されて岩石が粉々になってしまいます。これを断層破碎帯といいます。しかしこの現象が地下10数kmで起こると、岩石が粉々に破碎されて結晶が細粒になるだけでなく、高温・高圧状態で結晶が再結晶しながら引き延ばされることとなります(図13-1、2)。このようにしてできた岩石はマイロナイトと呼ばれています。地下10数kmというのは、内陸で起こる地震の震源の深さに相当します。つまりマイロナイトは地下深くで起こる地震による断層運動の様子を調べるための、貴重な情報をもたらしてくれるのです。マイロナイトは、大規模な断層(構造線)の近傍に露出することが特徴です。

日本全体の地質を大区分する大断層として、中央構造線があります。中央構造線は四国の佐多岬から、近畿、中部地方を経て関東地方まで延びる大断層で、四国東部と紀伊半島西部に当たる和歌山市から五條市付近は今後も活動する可能性がある活断層でもあります。

この中央構造線に沿っていろんな場所でマイロナイトが分布していま

す。大阪では岸和田市河合町付近に分布していることが知られており、河合マイロナイトと呼ばれています。観察できる場所は岸和田市河合町の津田川の支流の河床です（図13-3）。河合のバス停から南に進み、国道170号線を渡って50mほどで左にカーブしたあたりで右の脇道に入ります。200mほどすすむと分岐があり、「行き止まり」と書かれた左側に入り、阪和自動車道の高架橋手前の分岐を川沿いに進みます。ほどなく河床に岩石が露出するようになるので、近づいて観察してみてください。いろいろな程度に破碎されて再結晶したマイロナイトが観察できます（図13-1）。阪和自動車道の高架橋をすぎて500mから700mのあたりが、最も細粒となったマイロナイトとなっています。肉眼では水飴を引き伸ばしたような筋模様が入っているように見えるでしょう。このマイロナイトは花こう岩がマイロナイト化したものです。岩石薄片

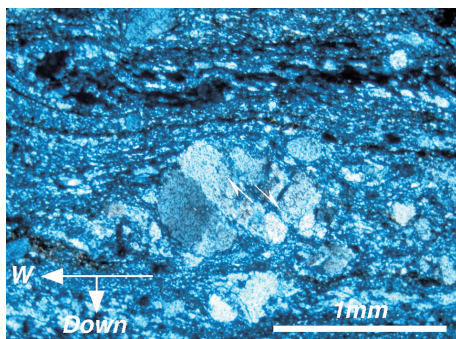


図13-2：マイロナイトの偏光顕微鏡写真。中央の大きな結晶はカリ長石でまわりは石英。奥平敬元氏提供。



図13-3：マイロナイトが観察できる場所。国土地理院発行2万5千分の1地形図「内畑」の一部を使用。70%に縮小している。

写真で見ると岩石が再結晶し引き伸ばされた様子がよくわかります（図13-2）。図13-2の暗色部は細粒化し再結晶した石英で、白い部分は壊れずに残ったカリ長石の結晶です。
交通：南海本線「岸和田」駅から南海ウィングバス「白原車庫」行き、もしくは「塔原」行きに乗って「河合」下車、南に600mほど。図13-3を参照。

14. 花こう岩



図14-1：河内長野駅東の石川河床に露出する花こう岩。上に架かる橋は国道310号線。橋のたもとから階段で河床に下りることができる。

現在の大阪には火山はありませんが、今から7000万～8000万年前の大阪周辺は激しい火山活動が起こっていたことがわかっています。地下にあるマグマが地上まで噴出すると火山となり、マグマが地下にとどまったまま冷えて固まると深成岩ができます。

1ページに掲載した大阪周辺の地質図で赤色やピンク色で示されているのは現在地表で7000万～8000万年前の花こう岩や流紋岩質の火山岩が分布しているところです。大阪をぐるりと取り囲むように、北摂山地、生駒山から金剛山、そして和泉山脈の北麓に花こう岩が広く見られることがわかります。ボーリング調査から、大阪平野の地下深くにも花こう岩が存在することもわかっています。

花こう岩はマグマが地下10数km程度の深さでゆっくりと冷え固まってできた深成岩です。ゆっくりと冷え固まることで結晶が大きく成長しているのが特徴です。

大阪を取り囲む山地に広く露出しているのですが、多くの場所では花こう岩が風化して「真砂」土となっていて、風化していない、新鮮でき

れいな花こう岩を観察しやすい場所は限られています。図14-1は近鉄・南海「河内長野駅」からすぐの石川河床に見られる花こう岩です。このように絶えず川の流れて削られ、磨かれている場所か、道路の拡幅などで人工的に削り取られてすぐの崖では、きれいな花こう岩が観察できます。



図14-2：花こう岩と閃緑岩。上部の白色部が花こう岩、下部の暗色部が閃緑岩。

この石川河床では花こう岩と、花こう岩よりも珪酸成分が少ない閃緑岩が接していて、一部は混ざっています（図14-2）。そのため、岩石の名前を正確に区分すると、花こう閃緑岩になります。少し緑っぽく、暗い色の部分が閃緑岩で、白っぽい方が花こう閃緑岩です（図14-2）。

泉佐野市にある新滝の池近くの林道沿いでも花こう岩が観察できます（図14-3）。ここでは林道の拡幅工事で花こう岩が露出しています。河床のようにたえず削られていないので表面は風化して少し茶色く汚れていますが、ハンマーで割ると、真っ白にゴマ塩をまぶしたような典型的な花こう岩を観察できます。河内長野と、泉佐野市新滝の池の花こう岩は両方ともに、約7000～8000万年前にできたことがわかっています。



図14-3：新滝の池北の花こう岩。観察するときは自動車に注意すること。

交通：石川河床は南海高野線・近鉄長野線「河内長野」駅東口から北東約100m。泉佐野市は、JR阪和線「長滝」駅から意賀美神社を経て、新滝の池に向かう林道を進み、阪和自動車道の高架橋手前の崖。長滝駅からは約1.5km。

15. 超丹波帯・丹波帯のメランジエ



図15-1：原大橋のメランジエ。白っぽい部分が砂岩のブロック、まわりの暗色部は泥岩。図15-2の水路側から対岸を撮影、写真の横幅は約3m。砂岩がちぎれたようにブロック状になっている様子がわかる。

泥や砂がたまってできた地層という、たとえば24ページの「11.豊国崎の和泉層群」で示してあるように、何枚もの地層がきれいに積み重なっていて、地層ののびる方向に連続しています。豊国崎では泥岩と砂岩が規則正しく積み重なっています。

しかし北摂山地に見られる丹波帯や超丹波帯と呼ばれる“地層”の中には、層が積み重なるのではなく、泥岩の中に砂岩が切れ切れのかたまり（ブロック）として浮かんでいるようなようすがみられます。このような“地層”はメランジエと呼ばれています（図15-1）。

メランジエ（メランジ、あるいはメランジエとも）は混合を意味するフランス語で、さまざまな種類の岩石のかたまり（ブロック）が複雑に混ざり合った地質体をさします。かたまりの大きさはミリメートル大から数キロメートルまでさまざまであることと、“複雑に混ざり合った”ということが特徴です。

図15-1で示したのは高槻市原の原大橋近くの芥川で、川の流れに磨か

れて、泥岩の中に砂岩のブロックが切れ切れに含まれているようですがよく観察できます（位置は図15-2）。この高槻市原大橋で観察できるメランジェは、超丹波帯に含まれるものです。ここではブロックとして含まれているのは砂岩だけです。

丹波帯のメランジェの場合は、砂岩・泥岩やチャート、緑色岩、石灰岩などを含むメランジェが見られます。芥川の上流部にあたる高槻市本山寺参詣道や高槻市中畑では丹波帯に含まれるメランジェが露出していて、ここでは緑色岩やチャート、石灰岩がブロックとして含まれています。石灰岩からはサンゴやフズリナなどの古生代ペルム紀の化石が見つかるので、丹波帯全体が古生代ペルム紀の地層と考えられて、丹波古生層とよばれたこともありました。

しかし1980年ころから放散虫というプランクトンの化石の研究がはじまると、チャートからは古生代のペルム紀と中生代の三畳紀の放散虫化石が見つかるのに対して、まわりの泥岩からはずっと新しい時代を示すジュラ紀の放散虫化石しか見つかりませんでした。つまりジュラ紀につくられたメランジェの中に古い時代の石灰岩やチャートがブロックとして取り込まれたのだということがわかってきました。丹波帯のメランジェはジュラ紀のプレート沈み込みによって作られたのです（「16. 丹波帯の緑色岩・チャート」参照）。丹波帯のメランジェは、大阪では箕面の滝周辺でも観察できます。

交通：図15-1のメランジェは、JR京都線高槻駅から高槻市営バス「原大橋」行きに乗り終点の原大橋で下車、南に約100m。

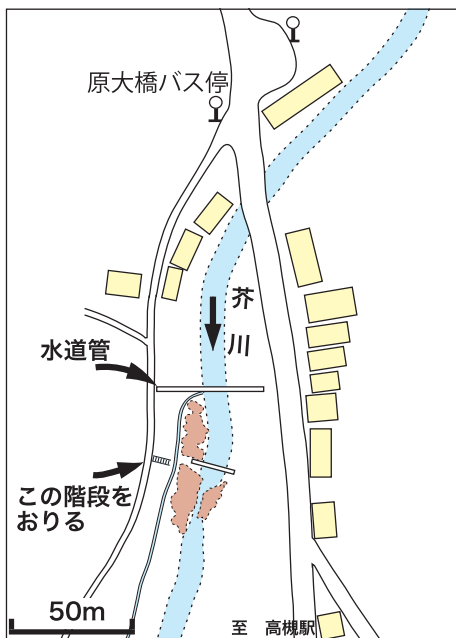


図15-2：河床の路頭へのアプローチの仕方。茶色部分が露頭。バス停から南に100mほどのところに、河床に下りる階段があり、細い水路を渡ると到着する。

16. 丹波帯の緑色岩・チャート



図16-1：本山寺参道に露出する緑色岩。赤紫色をしているが、ハンマーでたたくと粉碎された部分は黄緑色の粉状になる。

北摂山地の丹波帯の地層の中には、砂岩や泥岩、15で紹介したメランジェのほかにもチャートや緑色岩といった岩石が見られます。両方とも陸地から遠く離れた海底で、大陸から流されてくる砂や泥が届かないような場所で噴出・堆積したと考えられています。緑色岩は海洋プレートが作られる海嶺で玄武岩のマグマが海底で噴出し、固まってできたものです。また、チャートは砂や泥の届かない大洋底で放散虫というプランクトンがたまってできたものです。緑色岩とチャートはいっしょに出てくることが多く、緑色岩の上にチャートが直接重なっているようすを観察できることもあります。これらの岩石はプレートの移動とともに陸地に近づき、プレートの沈み込みに伴ってメランジェ中にブロックとして取り込まれたと考えられます（図16-3）。それぞれの岩石を観察できる場所を紹介しましょう。

<緑色岩>（図16-1）：JR高槻駅から高槻市営バスで原大橋行きに乗り、神峰山口で降り、神峰山寺を経て本山寺に向かう山道を登っていきます。本山寺参拝者用の駐車場を過ぎてさらに進み、「七丁」の表示を確認し

て歩くと、道路の左側に岩石が連続して露出てきます。岩石のかけらを手に取ると、緑がかった部分や赤紫色の部分を観察できます。緑色岩です。

緑色岩は、もともと海底で噴出した玄武岩の溶岩ですが、噴出するときに海水とマグマが反応して緑色の鉱物ができたために全体に緑がかっていて、緑色岩と呼ばれています。濃い赤紫色の場合もあります。



図16-2：箕面の滝道に露出するチャート層。チャートはやせた尾根をつくる。

<チャート> (図16-2)：阪急箕面線箕面駅から箕面の滝に向かう散策道(滝道)を歩き、一の橋をわたってすぐに、桜広場に向かう分かれ道を左側に入って登りはじめると、まもなく厚さ2~3cmくらいの薄い板を重ねたような地層が目につきます。チャートの地層です。かけらを見ると半透明のガラスのように鋭く割れていて、ハンマーやナイフでこすっても傷がつかない堅さです。

チャートは二酸化ケイ素でできた殻を持つ放散虫というプランクトンなどが深海底に堆積してできた岩石で、二酸化ケイ素が主成分です。チャートの割れ口をルーペで観察すると、放散虫の0.1mmほどの殻が針先でついたシミのように見ることがあります。

交通：緑色岩は、JR京都線高槻駅から高槻市営バス「原大橋」行きに乗り「神峰山口」で下車、神峰山寺を経て本山寺に向かうハイキング道を約3km登る。チャートは、阪急箕面線「箕面」駅下車、北に約400m。

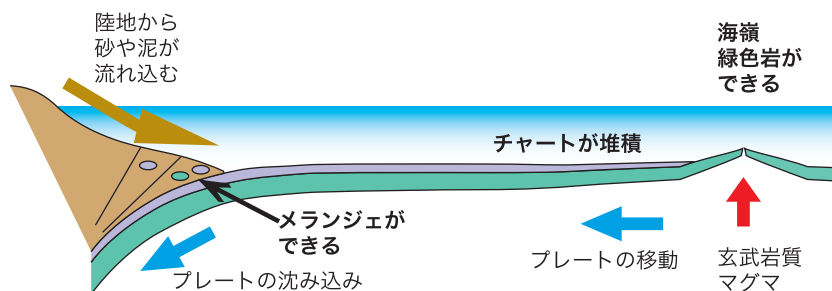


図16-3：緑色岩とチャートが生成されてから、日本列島にたどり着くまで。

17. 摂津峡の超丹波帯



図17-1：高槻市の摂津峡に露出する超丹波帯の砂岩。ホルンフェルス化しているためにとっても硬く、ゴツゴツした岩肌を見せている。

高槻市の上の口から下の口にかけての芥川は鋭くV字状に切れ込んだ溪谷が続いていて、摂津峡とよばれています。川に沿って散策路が整備されていて、河床に露出している砂岩と泥岩からなる超丹波帯の地層に簡単にアクセスできます（図17-1）。

摂津峡では砂岩と泥岩が積み重なっているようすが観察できます。砂岩層では、一枚の地層の中で下から上に砂粒の大ききの小さくなる構造（級化構造）が観察できることもあります（図17-2）。ただし、摂津峡では花こう岩と接している場所が近いために熱変成作用を受けて、ほとんどがホルンフェルスとなっています。そのため、全体として地層の境界がはっきりしていません。

超丹波帯とは、北摂山地から丹波高原にかけて広く分布する、丹波帯とは特徴が違う地層の名称です。この地層は1985年に、丹波帯の「上にある」ということから、「超丹波帯」と名付けられました。最初は丹波帯の分布する場所の北側だけから見つけていましたが、最近大阪の箕面から高槻のあたりにも飛び地のように分布しているのがわかりました。

放散虫化石の研究から、超丹波帯の地層は主に古生代ペルム紀新世にできたこともわかっています。

丹波帯にも古生代ペルム紀新世の地層が含まれていますが、その時代のものは主に石灰岩やチャートなど大陸から遠く離れた遠洋域でできた

地層からなっています。それに対して超丹波帯では、砂岩や泥岩など陸地近くでたまってできた地層からなるという違いがあります。また、丹波帯と超丹波帯では、同じペルム紀新世の放散虫化石が見つかるものの、それぞれに異なる放散虫の種類が見つかっています。これは現在の位置は隣り合って分布していますが、両者が堆積した当時は生物地理的にかなり離れた場所で堆積したことを示しています。

超丹波帯の地層は、摂津峡のほかに、箕面の滝から上流の箕面川の河床や池田市から箕面市にかけての余野川河床でも観察することができます。ロックフィルダムである箕面川ダムの堤体は、ダム周辺にある超丹波帯の砂岩を積み上げて造られています（図17-3）。



図17-3：箕面川ダムの堤体。表面がゴツゴツしているのは、超丹波帯の砂岩を積み上げているため。



図17-2：砂岩のクローズアップ。級化構造が観察できる。

18. 河内長野の温泉

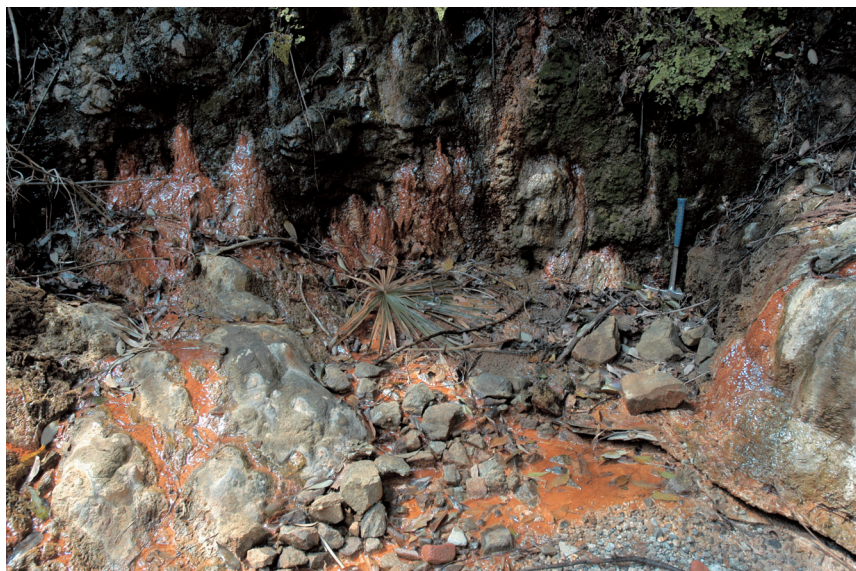


図18-1：石灰華に覆われた河原の礫や落葉。河内長野市日野、汐滝橋バス停付近の石川河床。炭酸カルシウムの他に酸水酸化鉄を多く含むため、鉄さび色の石灰華になる。

河内長野市内では、古くから多くの温泉が知られており利用されてきました。これらの温泉は水温が低く、いわゆる鉱泉ですが、炭酸塩類および塩化ナトリウム（食塩）が多く含まれており、温泉法に定められた温泉といえるものです。井戸を掘ってみたら、井戸水に塩分が多くて飲めなかったり、天然の炭酸水が湧くこともあります。かつては、小規模ながらラムネが生産されていたそうです。また、数年前まで、南海「美加の台」駅近くに、地下水中の炭酸ガスを集めている工場がありました。

野外で温泉が湧いているところでは、石灰華や赤褐色の酸水酸化鉄が沈澱しているのが見られます（図18-1）。また炭酸ガスが水中に噴出している所では、泡があがってくるのでそれとわかります。炭酸ガスは空気よりも重いいため、窪地があるとそこに溜まり、いわゆる「鳥地獄」ができることもあります。

交通：南海高野線河内長野駅前から南海バス「滝畑ダム」行きで、「汐滝橋」下車。汐滝橋の上流約160mの石川左岸から河原に降りたあたりから下流へ。

◎コラム 断層

地層や岩盤に力がかかってこわれ、こわれた面に沿ってずれができたものが断層です。断層の中でも、きわめて新しい時代に活動し、今後も大きな地震を起こす可能性のある断層を「活断層」といいます（「1. 上町台地」「2. 有馬-高槻構造線」を参照）。断層面を境にした動きによって、正断層、逆断層、横ずれ断層に区分することができます。

正断層（図18-2、3A）：断層面より上側の岩盤（上盤）が、断層面に沿って下側の岩盤（下盤）からすべり落ちるように動いてできた断層。断層



図18-2：和泉層群に見られる正断層。赤矢印の間が断層面。同じ色の○印で示されているものが、それぞれ同じ地層。

の両側から引っ張り合うような力がかかる場所にできます。

逆断層（図18-3B）：上盤が下盤の上ののし上げるように動いてできた断層。断層の両側から押し合うような力がかかる場所にできます。

横ずれ断層（図18-3C, D）：断層面の垂直方向ではなく、水平方向にずれ動いてできた断層。動く向きによって、左横ずれ断層（図18-3C）と右横ずれ断層（図18-3D）があります。

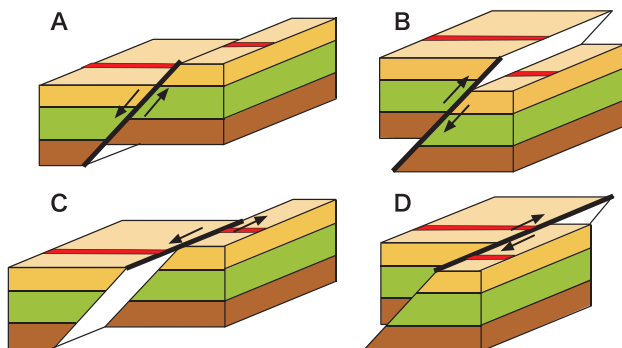


図18-3：断層の種類。矢印は断層の動いた方向で、色を塗っていない白い面が断層面。A. 正断層、B. 逆断層、C. 左横ずれ断層、D. 右横ずれ断層。

むすび

大阪のような都市部では、人間が山を削り、海を埋め立て、大地を大きく改変しています。人間が大きく作りかえた都市に暮らしていると、大地は自然が作ったということを忘れがちになります。しかし、そもそも大地は自然の力によって、長い年月を経て作り上げられてきたものです。本書を持って野外に出て、地形や岩石・地層を見た時に、私たちの目では動いていることがわからない、そして物言わない大地が、どれだけの歴史を持って存在しているのかを少しでも感じていただければ幸いです。

謝辞：以下の方々には写真・情報等の提供をしていただきました。ありがとうございました（敬称略）。

石井久夫、奥平敬元、佐藤隆春、寺戸 真、吉岡敏和

参考になる本・資料

- 地学団体研究会大阪支部編 1998. 関西自然史ハイキング. 創元社, 306pp.
地学団体研究会大阪支部編著 1999. 大地のおいたち 神戸・大阪・奈良・和歌山の自然と人類. 築地書館, 224pp.
大阪市立自然史博物館 1986. 展示解説第10集 展示解説. 大阪市立自然史博物館, 68pp.
大阪市立自然史博物館 2001. 展示解説第13集 ネイチャースクエア大阪の自然誌. 大阪市立自然史博物館, 38pp.
川端清司 2008. 大阪のビルの石材-アーバンジオロジー入門- (改訂版). ミニガイドNo.13, 大阪市立自然史博物館, 21pp.
大阪市立自然史博物館 2007. 標本の作り方 自然を記録に残そう. 大阪市立自然史博物館叢書②, 東海大学出版会, 190pp.
大阪市立自然史博物館友の会 2007. 自然観察地図3 北大阪編. 特定非営利活動法人大阪自然史センター, 18pls.
大阪市立自然史博物館友の会 2007. 自然観察地図4 南大阪編. 特定非営利活動法人大阪自然史センター, 19pls.

文献・ホームページ

- 市原 実 編 1993. 大阪層群. 創元社, 340pp.
中田 高・岡田篤正 1990. 活断層詳細図（ストリップマップ）の作成の目的と作成基準について. 活断層研究 (8) : 59-70.
奥平敬元・西脇仁・石井和彦 2005. 領家花崗岩類の変形構造：亜マグマ期変形・延性変形・脆性変形. 日本地質学会大112年学術大会（2005年京都）見学旅行案内書（H班）, 87-97.
国土交通近畿地方整備局 大和川河川事務所「地すべり対策」
<http://www.kkr.ml.it.go.jp/yamato/outline/landslide/index.html> 2013年2月8日閲覧.

大阪市立自然史博物館 ミニガイド No.25
「大阪の地質 見どころガイド」

著 者：石井陽子・川端清司・樽野博幸・塚腰 実・中条武司

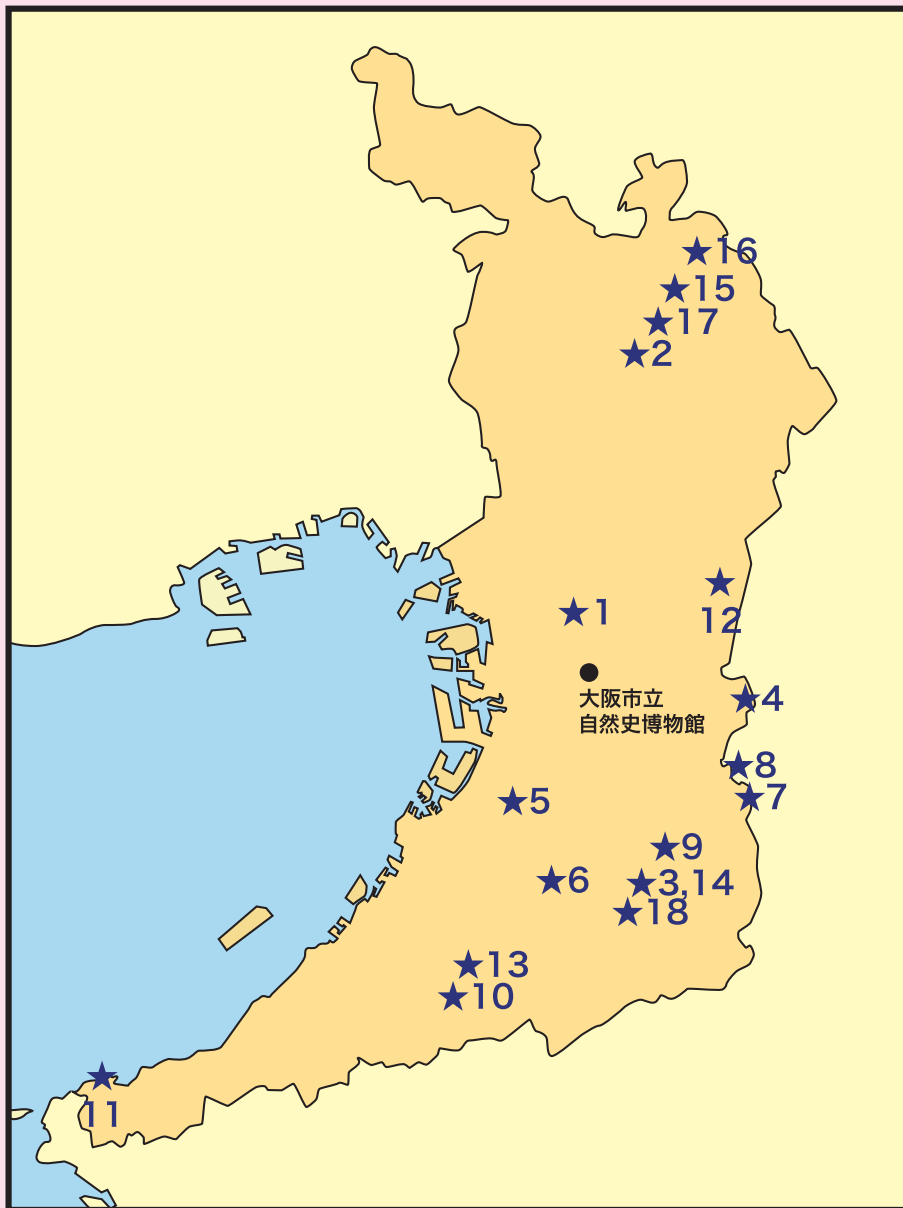
発 行：大阪市立自然史博物館

〒546-0034 大阪市東住吉区長居公園1-23

印 刷：光荣堂印刷株式会社

発行日：2013年3月29日

©大阪市立自然史博物館 2013



紹介している地質ポイント

(1つの項目で複数箇所を紹介している場合は、各項目1枚目の写真の場所を示しています)

- | | |
|-------------------|---------------------|
| 1. 上町台地 | 10. 泉南流紋岩類と和泉層群の不整合 |
| 2. 有馬一高槻構造線 | 11. 豊国崎の和泉層群 |
| 3. 石川・西除川に沿った河岸段丘 | 12. 生駒山の斑れい岩 |
| 4. 亀の瀬の地滑り | 13. 河合マイロナイト |
| 5. 大阪層群の海成粘土層 | 14. 花こう岩 |
| 6. 大阪層群の火山灰層 | 15. 超丹波帯・丹波帯のメランジェ |
| 7. 二上山周辺の凝灰岩 | 16. 丹波帯の緑色岩・チャート |
| 8. 屯鶴峯 | 17. 摂津峡の超丹波帯 |
| 9. 汐ノ宮火山岩 | 18. 河内長野の温泉 |