

陳 述 書

平成24年8月

関西電力株式会社 土木建築室
土木部長

金谷 賢生 

私は、現在関西電力株式会社(以下、「当社」といいます)の土木建築室土木部長を務めておりますが、当社が債務者として提起されている「関西電力大飯原子力発電所3号機、4号機運転差止仮処分命令申立事件(大阪地方裁判所平成24年(コ)第262号、同第318号)」に関しまして、次のとおり陳述します。

1 はじめに

債権者らは、平成24年7月6日付主張書面において、大飯発電所敷地内のF-6 破碎帯¹が、活断層である可能性について主張しているようですが、当社の調査結果によれば、F-6 破碎帯は耐震設計上考慮する活断層ではありません。この点を明らかにするために、大飯発電所3,4号炉の増設に係る設置変更許可申請時及び発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針の改訂に伴う大飯発電所の耐震安全性に係る評価時のF-6 破碎帯に関する調査及び評価について、以下に述べます。

2 大飯発電所の原子炉設置変更(3,4号炉の増設)許可申請時の調査及び評価について

昭和60年の大飯発電所3,4号炉の増設に係る設置変更許可申請に向けて、当社は敷地の地質・地質構造を把握するための調査及び評価を実施しました。敷地内の調査としては、敷地全体の地質・地質構造を把握するためのボーリング調査や原子炉建屋予定位置の地質・地質構造を直接観察するための試掘坑調査²等を実施しています。これらの調査から、F-6 破碎帯の存在を確認しましたので、F-6 破碎帯が耐震設計上考慮する活断層であるかどうかを把握するために、F-6 破碎帯が通過する位置のうち、後述します破碎帯と堆積物の関係が分かりそうな位置として、図-1に示します3号炉予定位置の東側において、トレンチ調査³により、F-6 破碎帯の活動性を確認しました。なお、破碎帯の活動性の確認とは、破碎帯が過去に地震を起こすような活動をしているかどうか、活動していれば、それはどの程度前なのかを調査により確認することをいいます。トレンチ調査による破碎帯の活動性の確認としては、トレンチ(溝)を掘削し、破碎帯の性状と破碎帯の上の堆積物の状態(堆積物の変位や変形を受けているか)を

¹ 破碎帯とは、岩石が押しつぶされて破碎された帯状の部分をいいます。破碎により細粒化された粘土、砂及び角ばった礫(砂より大きい岩片)からなります。地下深部での高い水圧による岩盤の破碎や断層運動等の成因が考えられます。

² 試掘坑調査とは、地下に地質の確認用のトンネルを掘削して、地質の分布等を直接観察する調査をいいます。

³ トレンチ調査とは、対象とする断層等を横切るように溝状に地面を掘削して、地質の分布等を直接観察する調査をいいます。

直接観察するとともに、堆積物の年代を推定するという手順を取っています。以下に、破碎帯の活動性の確認方法、トレンチ調査によるF-6破碎帯周辺の状況の観察、堆積物の堆積年代の推定について述べます。

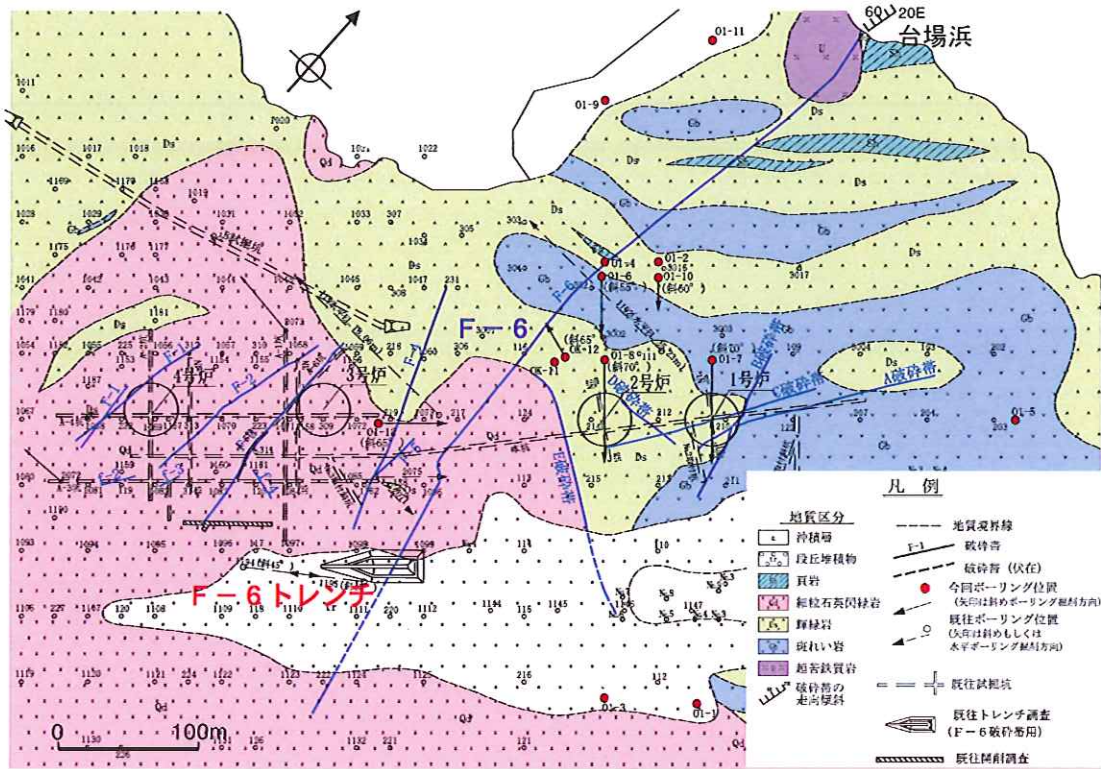


図-1 大飯発電所敷地の地質と調査位置図

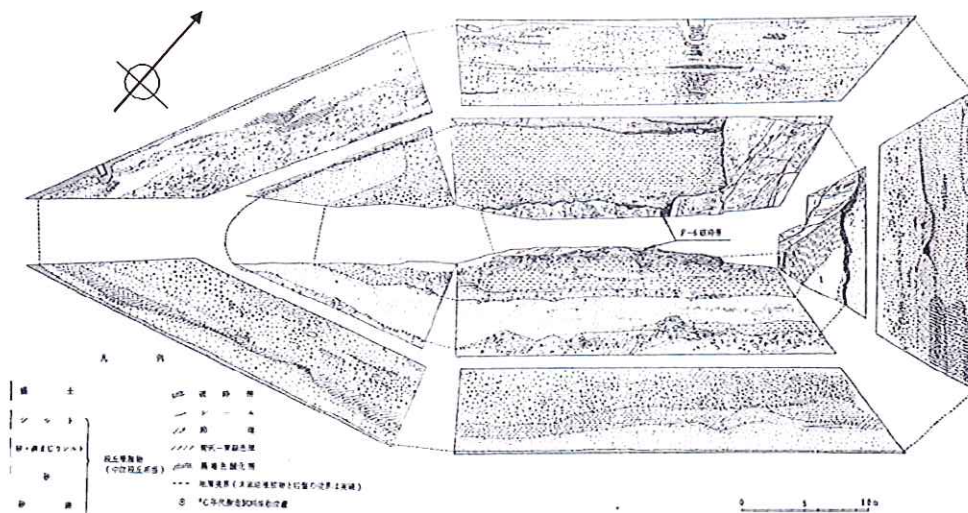


図-2 F-6 トレンチ展開図

(1) 破碎帯の活動性の確認方法

破碎帯の上に礫や砂等の堆積物が堆積した後、破碎帯が活動すれば、破碎帯の存在する基盤岩(図-3, 4の砂礫層の下に存在する細粒石英閃緑岩)と堆積物の境界や堆積物の中に変位や変形といった痕跡が認められます。したがって、破碎帯の上に、変位や変形を受けていない堆積物があれば、少なくともその堆積物が堆積してからは、破碎帯は活動していないことになり、この堆積物の堆積年代を求めることで、少なくともいつ頃からの活動は認められないかといった破碎帯の活動性を確認することができます。

(2) トレンチ調査による破碎帯周辺の状況の観察

F-6 破碎帯を対象に実施したトレンチ調査では、図-2に示す南東側及び北西側の壁面でF-6 破碎帯、F-6 破碎帯の存在する基盤岩及びF-6 破碎帯の上に堆積するくさり礫⁴を含む砂礫層等の状況を観察しました。

トレンチ南東側側壁については、基盤岩と砂礫層の境界はほぼ水平であり、基盤岩と砂礫層の境界及び砂礫層の中に変位や変形は認められませんでした。南東側側壁の破碎帯部分のスケッチを図-3に示しますが、基盤岩と砂礫層の境界がほぼ水平であることが分かります。

トレンチ北西側側壁についても、基盤岩と砂礫層の境界はほぼ水平であり、基盤岩と砂礫層の境界及び砂礫層の中に変位や変形は認められませんでした。北西側側壁の破碎帯部分のスケッチを図-4に、図-4に示す部分を含むより広範囲の北西側側壁のスケッチを図-5(図-2の北西側側壁の全体図)に示します。図-4では、図の中央部において、基盤岩と砂礫層の境界に段差があるように見える部分がありますが、図-5からは、基盤岩と砂礫層の境界は、図中の赤線で示すとおり、破碎帯部分を挟んだ左右で高度差はなく、ほぼ水平であることが分かります。なお、図-4において基盤岩と砂礫層の境界に段差があるように見えているのは、基盤岩のうち破碎帯部分は、周りの破碎されていない部分と比べて、水が流れること等による侵食に対する抵抗性が弱いことから、選択的に侵食されて削られたものであり、F-6 破碎帯の活動によるものではないと考えています。

⁴ くさり礫とは、手やスコップで容易に崩れるほど強く風化した礫をいいます。長期間(数万～数十万年間)の風化作用を受けた結果と考えられており、古いものほど弱くなっています。

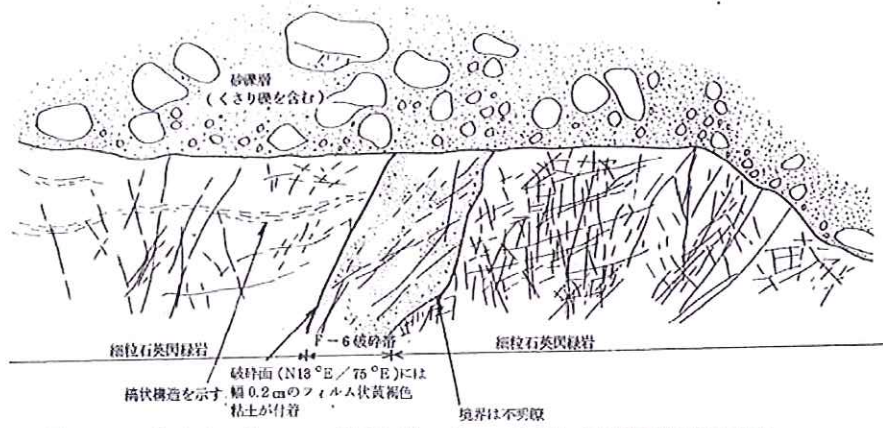


図-3 トレンチF-6 破砕帯スケッチ (南東側側壁底部)

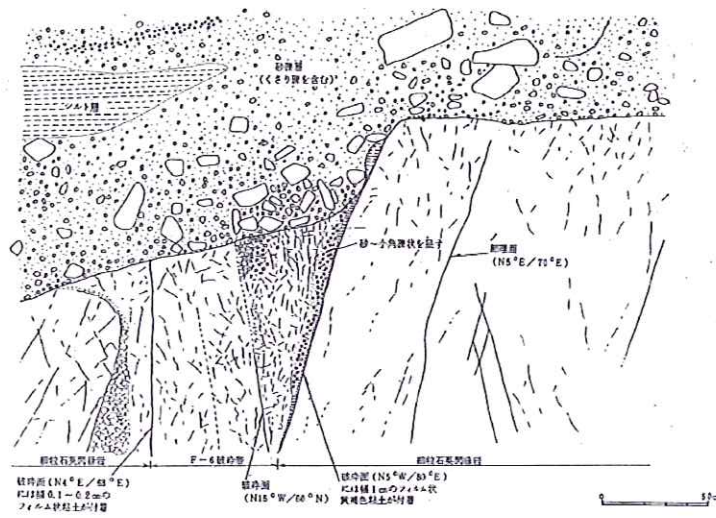


図-4 トレンチF-6 破砕帯スケッチ (北西側側壁底部)

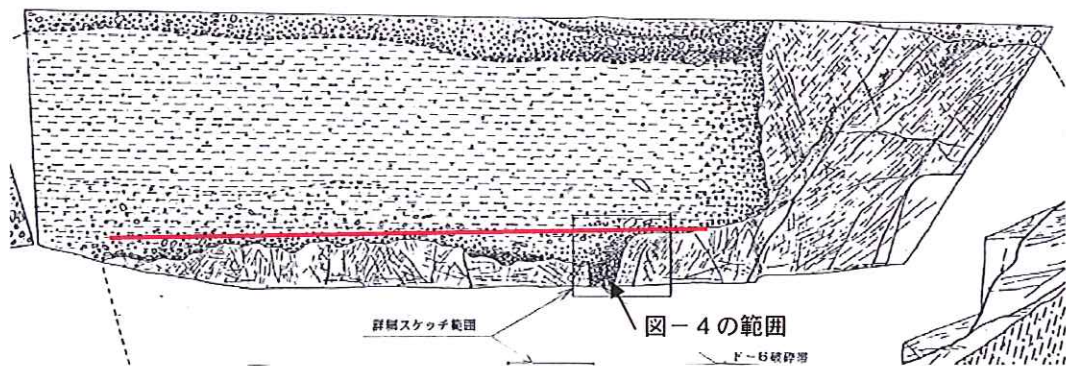


図-5 トレンチ北西側壁面スケッチ全体図

以上のように、F-6 破碎帯の存在するトレンチ南東側及び北西側側壁において、基盤岩と砂礫層の境界や砂礫層の中に、変位や変形は認められないことから、少なくとも砂礫層の堆積後にF-6 破碎帯は活動していないものと判断しています。

なお、図-3, 4の破碎帯の部分に粘土の存在が記載されていますが、一般に粘土の生成原因については、破碎部の活動以外にも地表における風化作用、海底風化、温泉作用、熱水変質作用もあり(『新版地学辞典』(参考文献1))、基盤岩と砂礫層の境界や砂礫層の中に、変位や変形が認められないことを考えると、上記のF-6 破碎帯の活動性の判断に影響を与えるものではありません。

(3) 堆積物の堆積年代の推定

F-6 破碎帯の上の堆積物である砂礫層の堆積年代については、砂礫層の中から採取した試料について¹⁴C年代測定⁵を実施した結果、約3万年以上前のものであることは分かりましたが、測定方法の限界で、それ以上古いものかどうかについては、分かりませんでした。そこで、本調査では、文献調査から3万年前よりも古い時代に堆積したことが分かっている敷地内の堆積物と、標高及び色調等の性状について比較検討を実施することで、砂礫層の堆積年代を推定することにしました。まず、砂礫層の年代を推定する上で重要となる「段丘面」について説明した上で、比較検討内容について説明します。

① 段丘面について

海底等に土砂等が堆積すると平らな面ができます。その平らな面が、海水準変動⁶や地盤の隆起により、現在も陸上にあるものを段丘面といい、この段丘面を形成している堆積物を段丘堆積物といいます。段丘面の標高は、海水準変動量や地盤の隆起量により決まり、地域により標高は異なりますが、一般的には近接する地域では、同じ年代の段丘堆積物で構成される段丘面は、ほぼ同じ標高となります。

段丘面が形成された時代によって、日本では大きく3つの標高の段丘面に区分され、高い方から高位段丘面、中位段丘面、低位段丘面といいます。段丘面の形成過程について図-6を用いて説

⁵ ¹⁴C年代測定とは、生物が体内に取り込んだ放射性炭素¹⁴Cの濃度は、生物が死亡した後次第に低下していくことを利用し、その減り具合から死後の経過時間を割り出す年代測定をいいます。地層中の木片等は、木が枯れた後、地面に落ちて地層に取り込まれると考えられることから、木片から分かる年代と地層が堆積した年代は、ほぼ同じとしてこの年代を採用しています。

⁶ 海水準変動とは、地球の長い歴史の中で、気温の変化による海水の体積変化等により海水準(陸地に対する海面の相対的な高さ)が変化することをいいます。

明しますと、土砂の堆積等により砂浜付近に平坦な面ができあがった後に地盤が隆起します。その後、また砂浜付近に平坦な面ができあがった後に地盤が隆起するという繰り返りで段丘面ができあがるため、高い段丘面の方が古いものとなり、例えば中位段丘面は約13万年前から約7万年前にできたと考えられています。

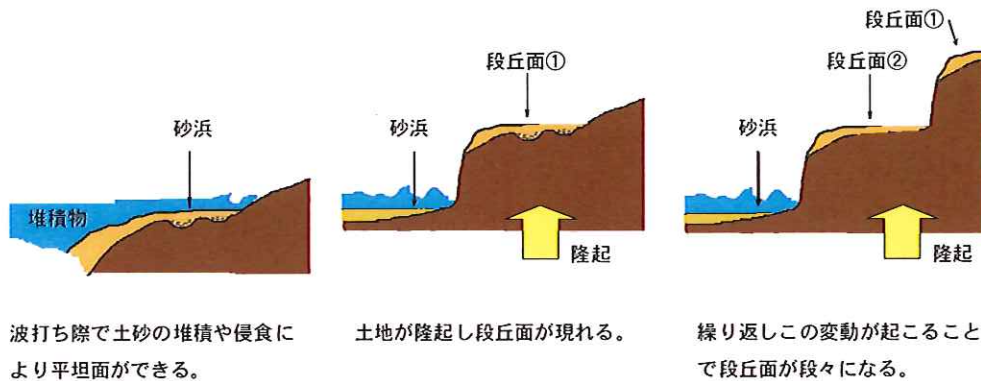


図-6 海成段丘のできかた

② 砂礫層の標高による検討

F-6 破碎帯の上の砂礫層の上端(図-7 下図中の灰色の砂礫層の上の点線位置)は、ボーリング調査等により平坦な面であると考えられたことから、段丘面と判断し、この砂礫層の堆積年代を推定するために、大飯発電所周辺に分布する段丘面の調査を実施しました。若狭湾周辺は段丘面が広く分布しているわけではありませんが、大飯発電所敷地内の鋸崎や三方五湖周辺に存在しています。発電所建設前の大飯発電所敷地の地形を図-7 上図に示しますが、大飯発電所敷地内の段丘面(中位段丘面)は、この図の中で緑色のtmになります。

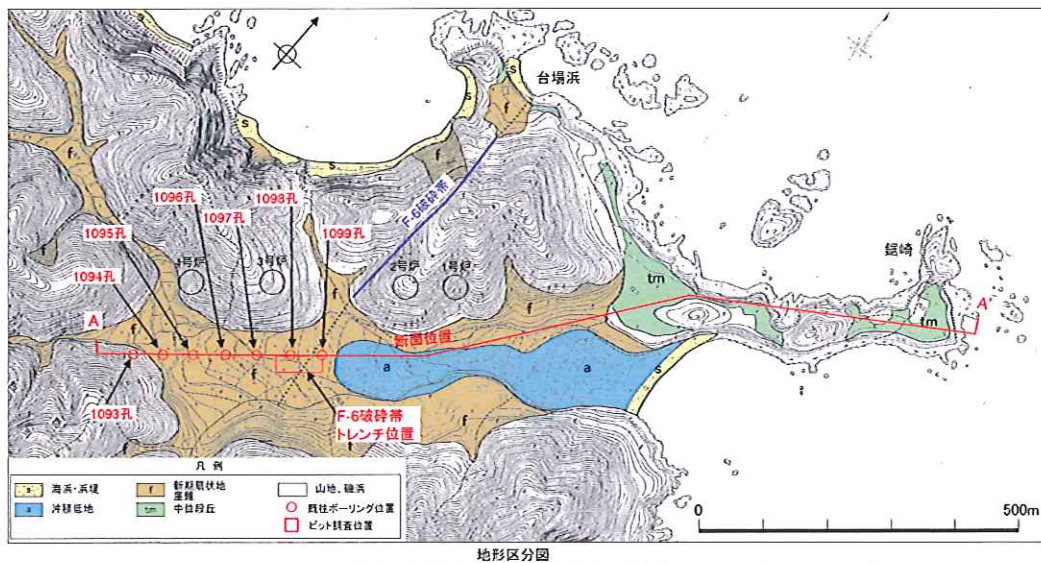


図-7 大飯発電所敷地の地形区分図及び想定地質断面図

岡田(1978)(参考文献2)は、鋸崎の段丘面を、下末吉相当面と考えられるとしています。下末吉相当面とは、下末吉面と同じ時期にできあがったと考えられる段丘面のことで、下末吉面とは、約12.5万年前に、日本各地の平野部に海が進入した大規模な海進⁷により堆積した地層によりできた段丘面のことです。下末吉面と同じ時期にできあがった段丘面ということから、鋸崎の段丘面は、下末吉面が形成された時期が含まれる最終間氷期⁸(約13万年前から約7万年前)に形成された中位段丘面であると評価しました。

図-7下図に、トレンチ調査実施位置を通る、大飯発電所の北東-南西方向(図-7上図中の赤い線)の地質断面図を示します。図中灰色の砂礫層の上に、図左側の山から流下した土砂(新期扇状地堆積物、図中の茶色の部分)が堆積していますが、この土砂を除けば、砂礫層の上面(図中の灰色の砂礫層の上の点線位置)は、

⁷ 海進とは、陸地の沈降または海水準の上昇によって海岸線が陸側へ前進することをいいます。海進にともなって、それまでの陸地の一部が海となり、また海はより深くなります。

⁸ 最終間氷期とは、周期的に繰り返している寒冷な氷期と温暖な間氷期のうち、約13万年前から約7万年前の最も新しい間氷期をいいます。直前の氷期から急速に温暖化し、海水準が一気に上昇したといわれています。

鋸崎の段丘面(図中右側の t_m と記載の位置)とほぼ同じ標高であり、標高からは、砂礫層の堆積と鋸崎の中位段丘面の形成は同じ時代のものと判断しました。

③ 砂礫層の性状による検討

地表近くの堆積物は、気温変化や風雨等にさらされているため、風化と呼ばれる物理的、化学的に変質していく作用を受けます。物理的な変質とは、例えば、岩石の割れ目に入った水が凍結することで膨張すると、割れ目を押し広げようとする力が発生し、岩石が割れて徐々に細かい石や砂に変質していくような事象を指します。化学的な変質とは、例えば地下水の影響により鉱物の成分が一部溶け出し、土が変質していくような事象があげられます。分布する地質等の地質条件や気温等の環境条件がほぼ同じ地域の土壌は、同じような風化作用を受けることから、同じ色調であれば、同じ年代であるとの判断が可能となります。

トレンチ調査で確認された砂礫層と、鋸崎の中位段丘面の堆積物を比較すると、風化度合いを示す色調が赤褐色と同じであることから、同様に風化が進んでいる、ほぼ同じ時代の堆積物と判断しました。

(4) 原子炉設置変更許可申請時のF-6 破碎帯の評価について

以上のトレンチ調査結果より、F-6 破碎帯は、F-6 破碎帯の上の砂礫層に変位や変形を与えていないことから、少なくとも砂礫層が堆積してからの活動は認められません。

また、岡田(1978)(参考文献2)より最終間氷期に形成されたと判断した鋸崎の中位段丘面と分布標高や風化の程度等を比較した結果、F-6 破碎帯の上の砂礫層は、鋸崎の中位段丘面の形成と同じ時期の堆積物と考えられることから、最終間氷期の堆積物と判断しました。

以上のことから、F-6 破碎帯は、少なくとも最終間氷期以降は活動していないと考えています。

当時の発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針(昭和56年7月20日 原子力安全委員会決定)において耐震設計上考慮する活断層と評価する判断基準の1つは、最新の活動時期が5万年前以降であることとされており、F-6 破碎帯は、少なくとも最終間氷期以降の活動が認められないことから、これに該当していません。したがって、耐震設計上考慮する活断層ではないと評価していました。

この評価結果については、通商産業省や原子力安全委員会において、専門家により現地調査を含めた審議が実施されており、評価は妥当と

されています。

3 発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針の改訂に伴う大飯発電所の耐震安全性に係る評価時の調査及び評価について

平成18年に改訂されました発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針(以下、「新耐震設計審査指針」といいます)に照らした大飯発電所の耐震安全性に係る評価時のF-6破碎帯に関する調査及び評価について、以下に述べます。

新耐震設計審査指針において耐震設計上考慮する活断層と評価する判断基準は、後期更新世以降(約13万年前から約12万年前以降)の活動が否定できないものであり、その認定に際しては、最終間氷期の地層又は地形面に変位・変形が認められるか否かによることができるとされています。この判断基準に基づき、F-6破碎帯の活動性を評価するため、発電所敷地内及び周辺の中位段丘面の形成年代の調査により、砂礫層の堆積年代推定の精度向上を図るとともに、破碎帯そのものの性状や変形組織を詳細に観察する調査を実施しています。

(1) 砂礫層の堆積年代推定の精度向上について

発電所の建設に伴い、F-6破碎帯の上の砂礫層を直接確認することはできなくなったため、砂礫層の堆積年代推定の精度を向上させるために、同時期に形成されたと判断している鋸崎の中位段丘面の形成年代に関する調査を実施しました。調査については、ピットと呼ばれる穴を地面に掘削し、鋸崎の中位段丘面の堆積物の色調を調べるとともに、堆積物内に年代を特定できるような火山灰⁹が存在するかどうかを調べました。色調については、2で述べたものと同じ赤褐色であることから、当時の評価が問題ないことを確認しています。火山灰については、『新編 火山灰アトラス』(参考文献3)において、南九州を起源とし、約9.5万年前に降灰したとされている鬼界葛原火山灰を中位段丘面の堆積物中で確認しています。

また、『近畿の活断層』(参考文献4)や『日本の海成段丘アトラス』(参考文献5)といった文献によりますと、大飯発電所が立地する大島半島に、中位段丘面が記載されており、『日本の海成段丘アトラス』は、これらの中位段丘面を海洋酸素同位体ステージ5e¹⁰(約12.5万年前、

⁹ 大規模な噴火が起こった場合、日本全国を覆うほどの規模で火山灰が降下し、堆積する場合があります。このような火山灰の堆積は、1回の噴火で形成されるため、地質年代の基準として重要とされています。

¹⁰ 海洋酸素同位体ステージとは、気温と海水中の酸素同位体比に相関関係があることを利用し

以下、「MIS5e」といいます)のものとしております。これら文献に記載の大飯発電所周辺の中位段丘面の堆積物を対象にした調査も実施しており、中位段丘面の堆積物中に約9.5万年前に降灰したとされる鬼界葛原火山灰や、その上位に『新編 火山灰アトラス』(参考文献3)においておよそ8.5万年前から9万年前までの一時期に降灰したとされている阿蘇4火山灰を確認しています。

以上のことから、鋸崎の段丘面を含む大飯発電所周辺の段丘面は、最終間氷期のうちMIS5eに形成された中位段丘面と評価しております。

(2) 破碎帯の性状及び変形組織の観察について

F-6 破碎帯を地上部で観察できる場所において、現地で直接その性状を詳細に観察するとともに、破碎帯の変形組織を顕微鏡等で観察するための観察用サンプルを採取しました。

現地で直接、破碎帯を観察した結果を図-8に示しますが、活断層では、周辺岩盤との境界が直線的な形状を示すことが多いのに対して、F-6 破碎帯では湾曲した形状を示していました。また、活断層では、固結せず軟らかい粘土を挟むことが多いのに対して、F-6 破碎帯は固結ないし半固結で、明瞭な軟らかい粘土の部分は確認できませんでした。

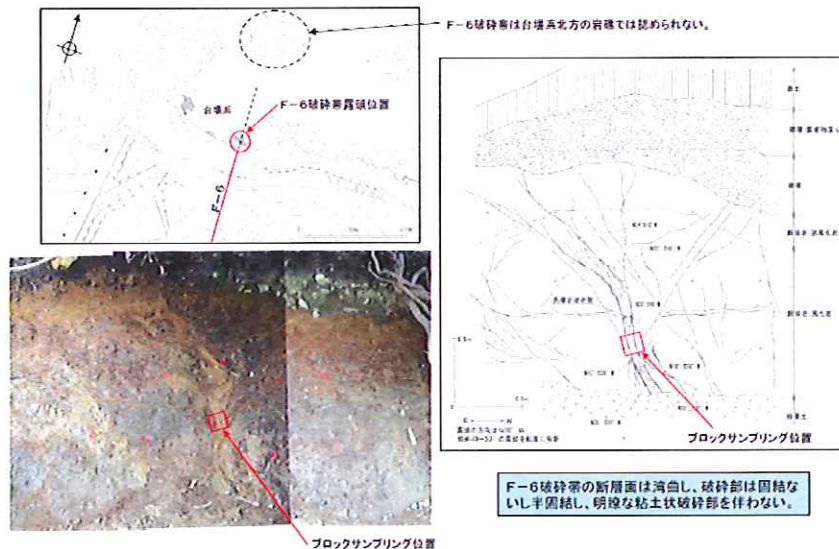


図-8 F-6 破碎帯露頭の検討結果

て、海底の化石中の酸素同位体比を調べることで、地球で生じている温暖期(間氷期)と寒冷期(氷期)の繰り返しに番号を付けて区分したものをいいます。最終間氷期はステージ5に該当し、その中でも小さな寒暖を繰り返していることから5つに細分され、新しい方から順にa~eまでの添え字が付けられています。

観察用サンプルの顕微鏡による観察結果では、破碎帯部にカタクレーサイトと呼ばれる破碎岩を確認しました。カタクレーサイトは、破碎岩のうち細粒な素地の部分である基質と岩片が固結しているもので、岩石が破碎された頃の環境として、大きな力で四方から圧縮されているような場所で生成されるものです。この岩石が破碎されたのは、地表面付近ではなく、『変成・変形作用』（参考文献6）によれば、地下数kmから十数km程度といった深い位置ということになります。『日本の地形6 近畿・中国・四国』（参考文献7）によると、大飯発電所周辺の中位段丘面の隆起速度は、1,000年で0.1mまたはそれ以下とされていることを考えると、破碎帯が現在見えている地表面付近まで数km隆起して現れるには、約12万年から約13万年といった短い時間ではなく、地質学的な時間スケールでのかなりの時間を要すると思われま

す。以上のことから、F-6 破碎帯は、少なくとも後期更新世以降の活動が認められるようなものではないと考えています。

(3) 発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針の改訂に伴う大飯発電所の耐震安全性に係る評価時におけるF-6 破碎帯の評価について

砂礫層の堆積年代推定の精度向上のために実施した調査では、鋸崎の中位段丘面を含む大飯発電所周辺に分布する中位段丘面の堆積物から、約9.5万年前に降灰したとされる火山灰等を確認しており、文献調査結果とあわせて、これらの段丘面は、最終間氷期のうちMIS5eに形成された中位段丘面であると判断しております。したがって、同時期に堆積したと考えられるF-6 破碎帯上の砂礫層についても、最終間氷期のうちMIS5eに堆積したものであり、この砂礫層に変位や変形を与えていないF-6 破碎帯は、少なくとも砂礫層が堆積したと考えられる最終間氷期のうちMIS5e以降には活動していないと判断しています。

破碎帯の直接観察からも、活断層を示唆する破碎帯の周辺岩盤との境界の直線的な形状や軟らかい粘土が存在しなかったことから、少なくとも後期更新世以降といった最近の活動は認められないと判断しています。また、破碎帯の観察用サンプルによる詳細な観察結果からも、破碎帯に地下深部で生成されるカタクレーサイトを確認していることから、破碎帯が生成してから、地質学的な時間スケールでのかなりの時間が経過していることが推測されました。

以上のように、F-6 破碎帯に、少なくとも最終間氷期のうちMIS5eの地層に変位や変形を与えるような活動や、後期更新世以降の活動を示唆するような状況は認められないことから、新耐震設計審査指針に

おける，耐震設計上考慮する活断層とする判断基準には該当しておらず，耐震設計上考慮する活断層ではないと評価しています。

この評価結果については，原子力安全・保安院や原子力安全委員会において，専門家による審議が実施されており，評価は妥当とされています。

4 おわりに

以上のことから，F-6 破砕帯は最終間氷期のうちMIS5eに堆積したと考えられる地層に変位や変形を与えておらず，また後期更新世以降の活動を示唆するような状況も認められなかったことから，新耐震設計審査指針に照らしても，耐震設計上考慮する活断層ではなく，大飯発電所3,4号機の耐震安全性に影響を及ぼすようなものではないと考えています。

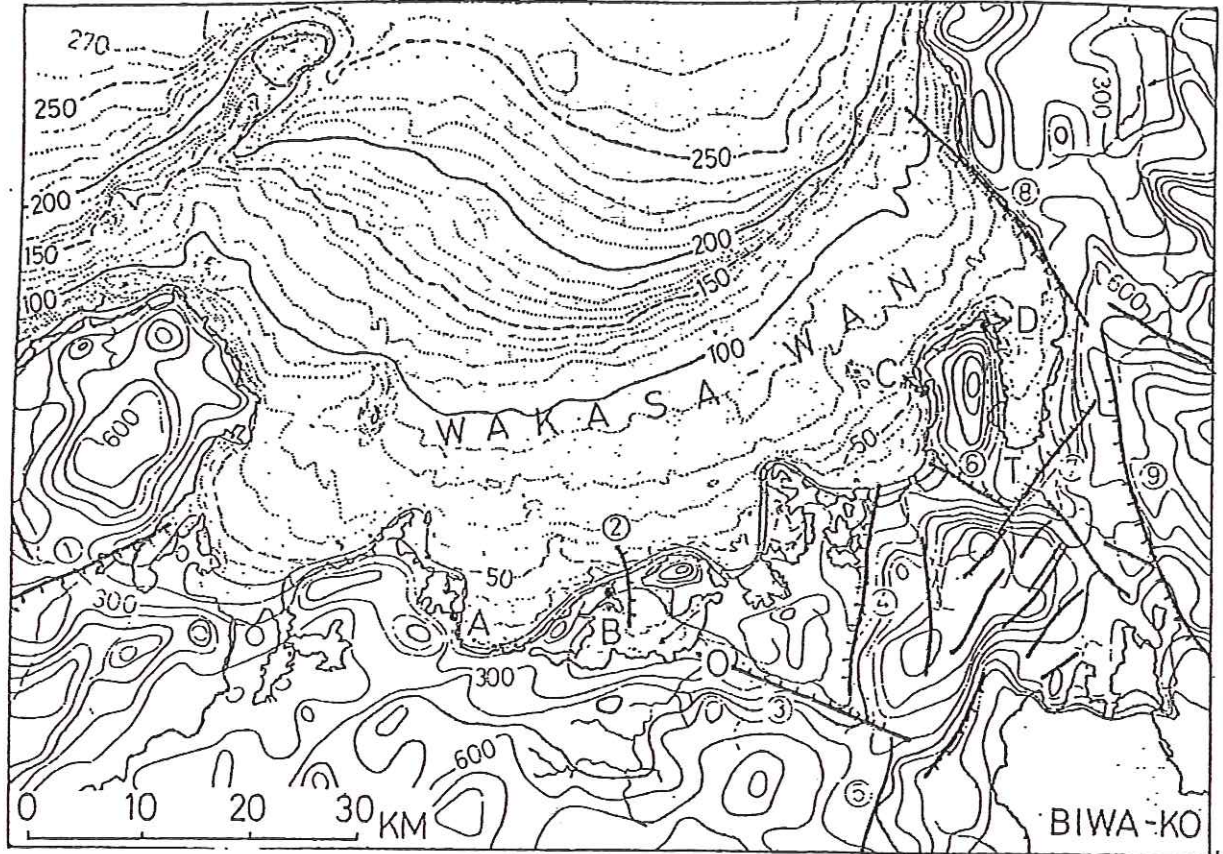
なお，平成24年7月17日に開催されました原子力安全・保安院の第19回地震・津波に関する意見聴取会において，念のため現地での直接確認が必要との意見はあったものの，当社からのF-6 破砕帯評価の説明に対して，意見聴取会委員の専門家からは，F-6 破砕帯について，活断層であるとの指摘はなく，活動性は無いのではないかとの意見をいただいたことから，F-6 破砕帯の評価に問題はないものと考えています。平成24年7月18日付原子力安全・保安院の指示文書においても，「F-6 破砕帯の活動性について，専門家からの意見を聴取した結果，活断層であるとの指摘はなく，活動性は無いのではないかとの意見が複数ありました」と記載されています。

以上

(参考文献)

- 参考文献1 地学団体研究会編：新版 地学辞典，平凡社，1996
- 参考文献2 岡田篤正：若狭湾岸地域における主に最終氷期以後の海水準変動と地形発達，地理学評論52(2)，日本地理学会，1978
- 参考文献3 町田洋，新井房夫：新編 火山灰アトラス 日本列島とその周辺，東京大学出版会，2003
- 参考文献4 岡田篤正，東郷正美編：近畿の活断層，東京大学出版会，2000
- 参考文献5 小池一之，町田洋編：日本の海成段丘アトラス，東京大学出版会，2001
- 参考文献6 日本地質学会フィールドジオロジー刊行委員会編：変成・変形作用，共立出版，2004
- 参考文献7 太田陽子，成瀬敏郎，田中眞吾，岡田篤正編：日本の地形6 近畿・中国・四国，東京大学出版会，2004

参 考 文 献



第1図 調査地域の地形概図と位置図

太実線は活断層(①. 山田断層 ②. 小浜湾断層 ③. 熊川断層 ④. 三方断層 ⑤. 花折断層 ⑥. 野坂断層 ⑦. 木ノ芽断層 ⑧. 甲楽城断層 ⑨. 柳ヶ瀬断層 その他)で、ケバ側が相対的沈下域。
 A: 高浜原子力発電所 B: 大飯原子力発電所 C: 美浜原子力発電所 D: 日本原子力発電所 O: 小浜
 T: 敦賀。
 陸上の等高線(100m 間隔)は岡山(1960)による接峰面図。海底の等深線は海図 No 1, 164 による。

II 地形および地質の概観

陸上および海底地形の概観を第1図に示す。当地域では山頂部にあまり明瞭な浸食小起伏面は認められないが、小河谷に沿う遷急点は比較的鮮明であり、それ以高でやや緩傾斜となる山地がいくつかみられる。全般的にみると、やせ尾根と急傾斜面よりなる山地が多く見受けられる。

河谷および海岸に沿う低地では、段丘地形の発達全般が悪い。段丘(群)が局部的に認められる所もあるが、それらの高度や沖積面との比高は大抵数10 m 以下とあまり大きくない。若狭湾に注ぐ比較的小規模な河川に沿って河岸段丘が分散的にみられ、それらの現河床との比高は上流方向に増していく。

一方、海岸段丘は小浜市西方から大飯町東部、大飯半島先端部、美浜町西部(三方五湖の久々子湖東側)などで局所的にみられる。これは平坦面の保存がよく、後述の地形・地質上の特徴が類似しているので、同時代の地形面と推定される。旧汀線高度は20 m 以下で、これを構成する海成層は小浜市西方地域では谷(起伏)を埋めている。この堆積物は全体的にみるとかなり風化しており、地表面付近にみられる厚さ数10 cm 程度内外の土壤は赤色土化(明褐~赤褐色: 5~7.5 YR, 4~5/8)を受けている。こうした産状から、上述の地表面はいわゆる下末吉期相当面と考えられる。これより高位の海岸段丘らしい地形はわずかにみられるが、堆積物の状態はまだ確認できていない。小浜市域西部では、この段丘面と

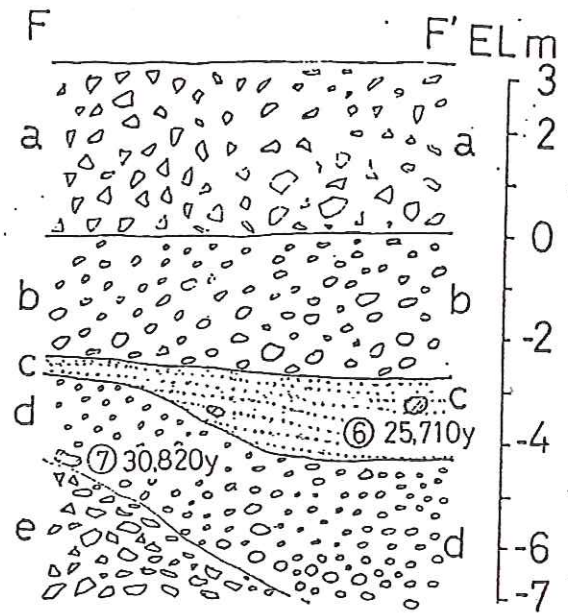
木片は 18,600 y. B. P. (第 1 表 2) と測定されている。c₂ の上下境界面は部分的に不明瞭であるが、全般に著しい凹凸を示すので、不整合面と考えられる。c₁ の亜角礫層は灰色～灰褐色の砂質シルトを約 30% 含み、全体として褐色に風化している。c₁ の上面はほぼ水平の境界面をもち、b の灰色粘土質シルトと細礫との互層に移行する。これは下位の c₁ より細粒であるが、上位の a より礫の含有率が高く、全般に明色を呈する。

最上部 a は全体として暗灰色の粘土質シルト層で構成される。これは有機物を多く含んだ黒色粘土質シルト層と細礫を含む粘土質シルト層とが数～数 10 cm の互層をなし、ほぼ水平に堆積している。a 層下部のシルト中の木片の年代は 6,050 y. B. P. (第 1 表 1) である。なお、これらの上部は踏み荒されたり、盛土で被覆されて堆積状態は判明していない。

2) 大飯原子力発電所付近 (第 2 図 B)

関西電力大飯原発は大飯半島先端部の鋸崎付近で現在建設中である。大飯半島北東部には海岸段丘が分布する。第 2 図 B の範囲内でも鋸崎から西方の若狭湾岸台場浜にかけて、旧汀線高度約 15 m の海岸段丘面がみられる。この段丘堆積物は層厚 1～2 m と薄く、主に亜角～亜円礫からなる。全体として風化しており、地表面付近には層厚 40～50 cm の赤褐色土 (7.5 YR, 4/6) が認められるので、この段丘面は前述の下末吉相当面と考えられる。

鋸崎南側の沖積谷は幅約 120 m、長さ約 2 km である。この最下流部の取水口 (第 2 図 B, F-F') 取付工事中には、第 4 図に示すような露頭断面が観察された。最下部にはシルトを充填物とする角礫 (～亜角礫) 層があり、これは岩相から一見して陸成 (崖維～小河流) 堆積物と認められる。その上位に淘汰・円磨度のきわめてよい中礫 (径数～10 数 cm 卓越) を主とした礫層がみられ、この岩相は現海岸付近の海成礫層に酷似する。厚さは数 m であるが、上下の境



第 4 図 大飯原子力発電所取水口付近の地質層序
a: 人工的盛土 b: 河成礫層 c: 汽水性泥層
d: 海成礫層 e: 角礫層。図中の数値は y. B. P.

界面は共に谷の中心部方向に深くなり、層厚も徐々に増す。この底部に産した埋もれ木は 30,820 y. B. P. (第 1 表 7) と測定された。

礫層の上位には、暗緑灰色のシルト層があり、これは乾燥すると黄褐色の粉をふく。層厚は最大で 1.5 m、北側に向かって薄くなる。この試料の珪藻分析では、汽水底棲の大型珪藻である *Navicula yarrensii* 1 種のみが検出された。種数が極端に少ないことから、他種の棲息を許さぬような内湾の汽水的環境下で堆積したことが推定される。この上部に含まれる埋もれ木の年代は 25,710 y. B. P. (第 1 表 6) である。さらに上位には、角礫や亜角礫の卓越する層厚約 3 m の礫層がある。最大礫径は数 10 cm に及び、全体に淘汰が悪く、河成礫層と推定される。この上部にあたる厚さ 3 m 強の礫層は工事に伴う盛土である。

沖積谷底中央の北側山麓部 (第 2 図 B, G-G') でも試掘調査が行なわれ、地表 (標高 9.3 m) 下約 13 m までの地質状況が判明している。ここでは地表から 2 m まで砂層、さらに下位 6 m までに礫層があり、その基底面は一部で不規則な波状を呈している。不

ら出土した。

f) 中部地方南部 静岡県磐田原で旧石器の遺跡が見出されはじめたが、まだATと遺物との層位関係は確認されていない。

一方、愛鷹山麓の多数の遺跡では、ATの上下から遺物が発見されている。ATの下位からはナイフ形石器、縦長剥片が見出され、上位からは小型のナイフ形石器が多く見ついている。この地域の石器群は、次に記す南関東におけるものとよく似た内容をもつ。

g) 関東地方 周知のように、関東地方は旧石器編年の標準とされている地域である。それは豊富な石器群が関東ローム層の種々の層位から出土することに加えて、その中間に編年の基準となるATが明確にはさまれていることに基づいている。主要な遺跡は、北関東では赤城山麓と栃木市周辺に知られており、南関東では相模野台地、武蔵野台地をはじめとして、大宮・下総台地に数多く分布する。一般に火山に近い地域の遺跡ほどテフラは厚く堆積しているため、遺物・遺構の層位・時代に関する分解能はよい。ATの保存状態もよくなる。

これまでの資料によると、AT直下にある文化層は、南関東では野川VII層、月見野B3層、鈴木VII層、北関東では岩宿I層、星野IV層にあたる。ATの下位にある文化層はOda & Keallyの編年²⁸⁾によると、Ia、Ibに分けられ、その石器群の内容はIaでは礫器、錐状石器、スクレブラなど(先ナイフ形石器文化)、Ibでは局部磨製、打製の石斧、基部加工のナイフ形石器、切断剥片

などに特徴をもっている(ナイフ形石器文化I、下部では斧形石器が伴う)。ATの堆積したIc期になると石刃利用のナイフ形石器が卓越し、敲打器類は減少する。

AT以後の遺跡と遺物は急激にその数を増加させる。IIa期には横長剥片と多種のナイフ形石器、擦器、ゴロゴロ石器などがあり、IIb期になると真正の石刃と三角形、台形を呈した小形ナイフ形石器、尖頭器、彫器などが発達している(ナイフ形石器文化II)。そして、IIIは細石刃石器群、IVは大形尖頭器、石斧などを保有し、縄文時代草創期へと移行している。こうした関東地方で観察されたATを境にした石器群変遷は、汎日本的傾向と一致していることが知られている。

h) 東北地方 この地方は旧石器包含層が薄く、遺跡も単層出土地が中心であった。この地域の石器包含層にもATが認められるので、より新しい時期の旧石器文化について編年の位置付けが可能になることと思われる。

文 献

- 1) Aramaki & Ui (1966), 2) 町田・新井 (1976), 3) Kobayashi *et al.* (1983), 4) 横山 (1972), 5) 横山 (1985), 6) 宮地 (1987), 7) Eden *et al.* (1996), 8) Furuta *et al.* (1986), 9) 福岡 (1991), 10) 木越ほか (1972), 11) 町田・新井 (1983a), 12) 松本ほか (1987), 13) Kitagawa and van der Plicht (1998), 14) Beck *et al.* (2001), 15) Martinson *et al.* (1987), 16) Stuiver and Grootes (2000), 17) 辻・小杉 (1991), 18) 鈴木正ほか (1993), 19) 大嶋ほか (1997), 20) 関口 (2001), 21) 貝塚・森山 (1969), 22) 林 (1991), 23) 新井ほか (1981), 24) 小林達ほか (1971), 25) 町田ほか (1971), 26) 町田ほか (1984b), 27) 小田 (1991), 28) Oda & Keally (1975).

[3] 阿蘇4テフラ (Aso-4)

およそ8.5万年前から9万年前までの一時期に、九州の阿蘇カルデラから噴出した、巨大火砕流堆積物とその降下火山灰が、阿蘇4テフラである。分布の広域性は始良Tnテフラのそれに匹敵するところから、後期更新世の最も重要な指標テフラの1つである。

(1) 噴出源と噴火様式

日本の最大のカルデラの1つ、阿蘇カルデラは、約26万年前以降4回の巨大噴火を繰り返した¹⁾。

その4回の噴火の中で最大かつ最新のものが阿蘇4と呼ばれる火砕流と降下火山灰をもたらした噴火である。多くの巨大噴火がプリニアン噴火にはじまるのと違って、阿蘇4噴火は火砕流噴火に終始した。火砕流堆積物は多数のユニットからなるが、その中でも八女軽石流と鳥栖橙色軽石流の2堆積物は大きな体積をもつもので、噴出中心から180 km 以上も離れたところまで到達した²⁻⁴⁾。こうした広域分布の性質から、阿蘇4火砕流堆積物は、九州における後期更新世編年の指標層として

のテフラ層序, 段丘層序, それらの編年を論ずる上で, きわめて重要な指標層で, これによって8~9万年前頃の層序・編年は確立したといえる⁶⁾. 各地のテフラや地形面との層位関係は, 第I編図10にまとめられ, また第II編第3章で記すことにする.

[4] 鬼界葛原テフラ (K-Tz)

^{きかいとづらほら}
鬼界葛原テフラは鬼界カルデラを噴出源とし, 約9.5万年前に噴出した巨大火砕流堆積物とその降下火山灰 coignimbrite ash をさす.

(1) 噴出源と噴火様式

はじめ種子島・屋久島ついで鬼界カルデラ竹島で西之表軽石の名で記載された^{1,2)}. 次に鬼界カルデラの竹島で長瀬火砕流堆積物として記載された³⁾. 前者は主に後者の coignimbrite ash に当たる. これと前後して, 前者のつづきは, 四国海盆や南関東にも存在することがわかった⁴⁾. 南関東の桂川流域ではすでに葛原第I軽石として記載されていた⁵⁾ ので, 給源名を付して鬼界葛原テフラと呼ぶ.

この噴火は Aso-4 のそれと同様, 先行するプリニアン軽石はなく, 火砕流噴火に終始したと見られる. とくに長瀬火砕流堆積物にも, 西之表軽石にも, 多量の細粒火山灰と火山豆石が存在するので, 大規模な水蒸気マグマ噴火の性質をもつといえる⁶⁾.

(2) 分布と野外での特徴

長瀬火砕流堆積物 (K-Ns) 分布については今のところ竹島でしかわかっていない. しかし種子島・屋久島・大隅半島南部では, 巨大火砕流堆積物の周辺にしばしば認められる灰雲サージに由来するらしいテフラ (縞状に成層し, 下部ほど粗粒な斑晶と火山ガラスからなる) が存在するので, 火砕流本体はそれらのすぐそばまで到達したものである. しかし同じ鬼界カルデラ起源の K-Ky に比べると, 分布面積は狭い. 長瀬火砕流堆積物は非溶結で灰白色のよく発泡した軽石, 火山灰からなる. 前述のように火山豆石を多量に含む.

鬼界葛原火山灰 (K-Tz) 降下テフラとしての

文 献

- 1) 小野ほか (1977), 2) Watanabe (1978), 3) 小野・渡辺 (1983), 4) 渡辺 (1986), 5) 郷原 (1963), 6) 町田ほか (1985), 7) 松本ほか (1991), 8) 豊倉ほか (1991), 9) 杉谷 (1983), 10) 相模原地形地質調査会 (1986), 11) 新井ほか (1981), 12) 白石ほか (1992).

この火山灰は, 図 2.1-12 のように, 西南日本から東北地方北部を除く本州, 四国海盆を含む北西太平洋と, 広大な範囲をおおう. 同じ鬼界カルデラ起源の広域テフラ K-Ah に比べて, 分布範囲は卓越風向に支配されることが多くやや細長い, 面積はほとんど同じかやや大きいと見られる. したがって長瀬火砕流堆積物を含めたこのテフラの全体積は K-Ah のそれ (150 km³) を越すと考えられる.

薩南諸島と鹿児島県南部で, 1-2 m の厚さをもつこのテフラは, 全体に橙色ないし鮮黄色をなし, 細かく成層した火山灰と粗粒の斑晶鉱物 (主に斜長石と石英) からなる下半部と, ガラス質火山灰からなりマッシュグな上半部とに分けられる. 遠方に行くにつれ, こうした成層状態は不明となり, 白色ないし鮮黄色のガラス質火山灰となる. 四国~関東では, 保存条件のよいところで出現すること, 関東~中部地方では数多くの地点で肉眼で観察される.

(3) 岩石記載的特徴

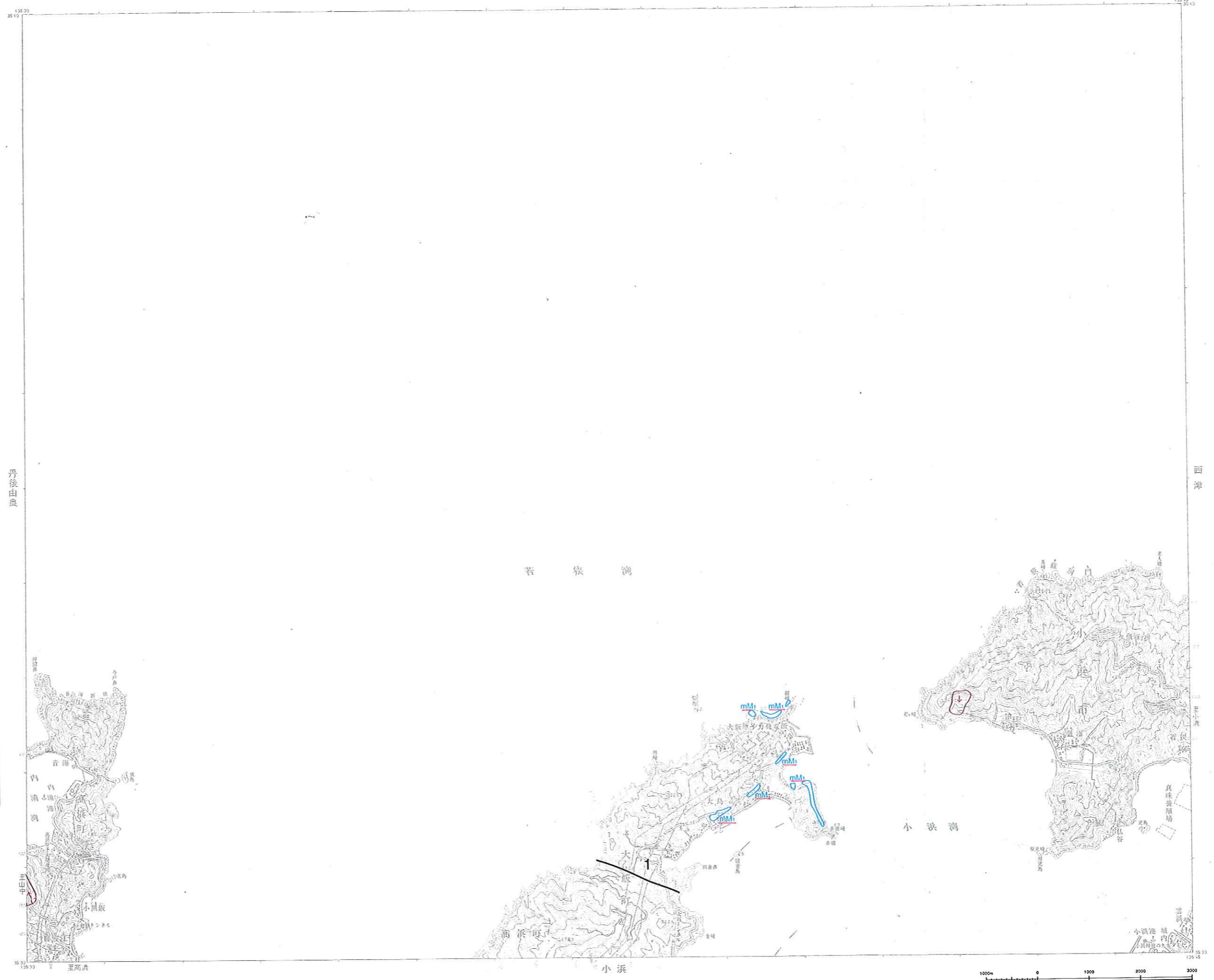
このテフラは全体として, 特徴的に高温型石英を含む輝石流紋岩質のガラス質火山灰である. 鏡下での見かけは AT に似るが, 次の諸点は両者を見分けるのに役立つ (表 1-1 (1)). 石英は遠隔地においてこのテフラを同定する上で手がかりの1つになる. 火山ガラスはバブル型を多く含み, その屈折率は AT のそれよりやや低い $n=1.496-1.500$ (1.498-1.499) を示す. 本質斑晶の斜方輝石の屈折率は, AT のそれより著しく低い $\gamma=1.705-1.709$ (1.707) である.

火山ガラスの主成分組成は, 表 1-1 (1), 付表 2.1 のように高シリカで, AT のそれにかかなり似るが, 細かく見ると, アルカリ含量などに違いが

9 鋸崎

調査者/ 東郷正美
 クロスチェック/ 岡田篤正
 使用空中写真 CB-71-11Y,
 KK-70-9Y, CB-63-4X,
 KK-63-2X

凡 例	
活断層 (30万年前以降にも活動した断層)	
	活断層であることが 確実なもの (確実度 I)
	活断層であると推定さ れるもの (確実度 II)
	物理探査などにより明 らかになった活断層
	地震断層
活断層に伴う変形	
	撓曲
	傾動
断層 (30万年前以前にのみ活動した断層)	
	第四紀中期以前の地層 は確実に切れているが その後は活動していな い断層 (O)
断層組織地形	
	連続性に富むシャープ なりニアメント (L)
	主なりニアメント
段丘面分類	
	海成段丘面 (mH1-3, mM1-3, mL1-3)
	河成段丘面 (fH1, fH1-3, fM1-3, fL1-3)
地すべり	
	主な地すべり



本図幅の大部分は若狭湾の海域で占められており、陸地は東及び南から突出する内外海、大飯、内浦の各半島の一部のみである。これらの半島は、舞鶴帯の中～古生界や花崗岩類、内浦半島においては中新統の内浦層群が主体をなす山地(広川・黒田, 1957; 塚野, 1969; 松下, 1971; 日本の地質「近畿地方」編集委員会, 1987)で占められ、平地は、内外海半島では内外海付近、大島半島では富留、大島、浦底付近などでわずかな広がりをもって分布するに過ぎない。大島半島の先端部鋸崎や赤穂崎、大島付近には最終間氷期の海成面とみられる段丘面(旧汀線高度12~17m)がわずかに保存されている(図1; 岡田, 1978)。

本図幅内には明らかに活断層と思われるものは存在しない。1は大島半島を横切るように分布する断層崖状の急崖地形に沿う顕著なリニアメントである(写真1)が、新期の変位地形を伴わず、また、舞鶴帯の超塩基性岩体と堆積岩類の分布境界線に一致している(広川・黒田, 1957; 塚野, 1969; 日本の地質「近畿地方」編集委員会, 1987)ことから、これが活断層である可能性は小さい。なお、若狭湾海域においては、鋸崎の東から北西に向かって約18kmにわたって続く断層があり、鮮新統相当層を北東落ちに変位させているとされている(海上保安庁水路部, 1980)。この推定断層の系統は長さ4~6.5kmの断層が左雁行状に配列し、更新統相当層以降の地層や海底地形には変位が現れていない。

<文 献>

海上保安庁水路部 (1980) : 5万分の1沿岸の海の地形図、海底地形地質調査報告「若狭湾西部」, 35p.
 広川 浩・黒田和男 (1957) : 5万分の1地質図幅「鋸崎」および同説明書、地質調査所, 22p.
 塚野 進 (1971) : 日本地方地質誌・近畿地方 (改訂版)、朝倉書店, 379p.
 日本の地質「近畿地方」編集委員会 (1987) : 日本の地質6近畿地方、共立出版, 297p.
 岡田寛正 (1978) : 若狭湾半島地域における主に最終氷期以後の海成面変動と地形発達、地理誌, 51, 131-146.
 塚野寛藏 (1969) : 15万分の1福井県地質図および同説明書、福井県, 117p.

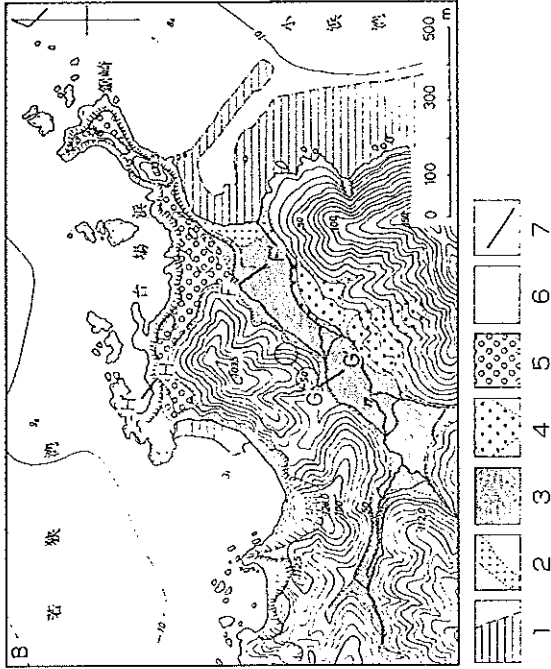


図1 鋸崎付近の地形分類図(岡田, 1978)
 1:埋立地, 2:浜堤, 3:沖積低地, 4:低位間新断層状地, 5:中位段丘, 6:山地および海, 7:試掘層

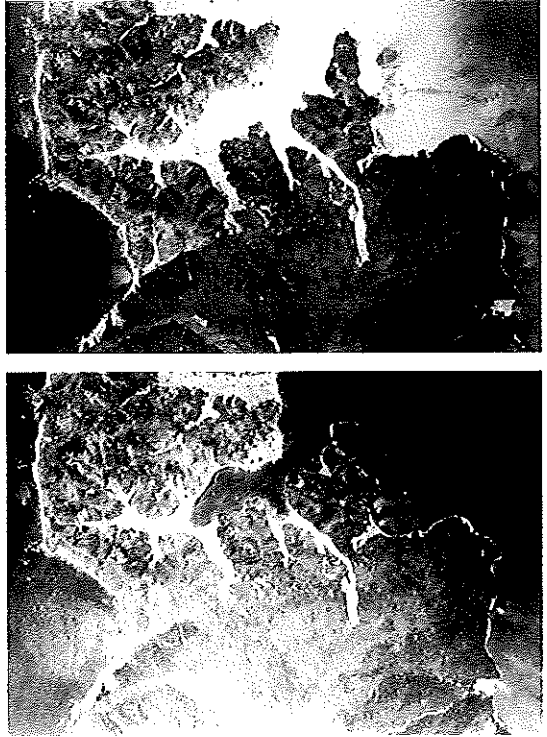












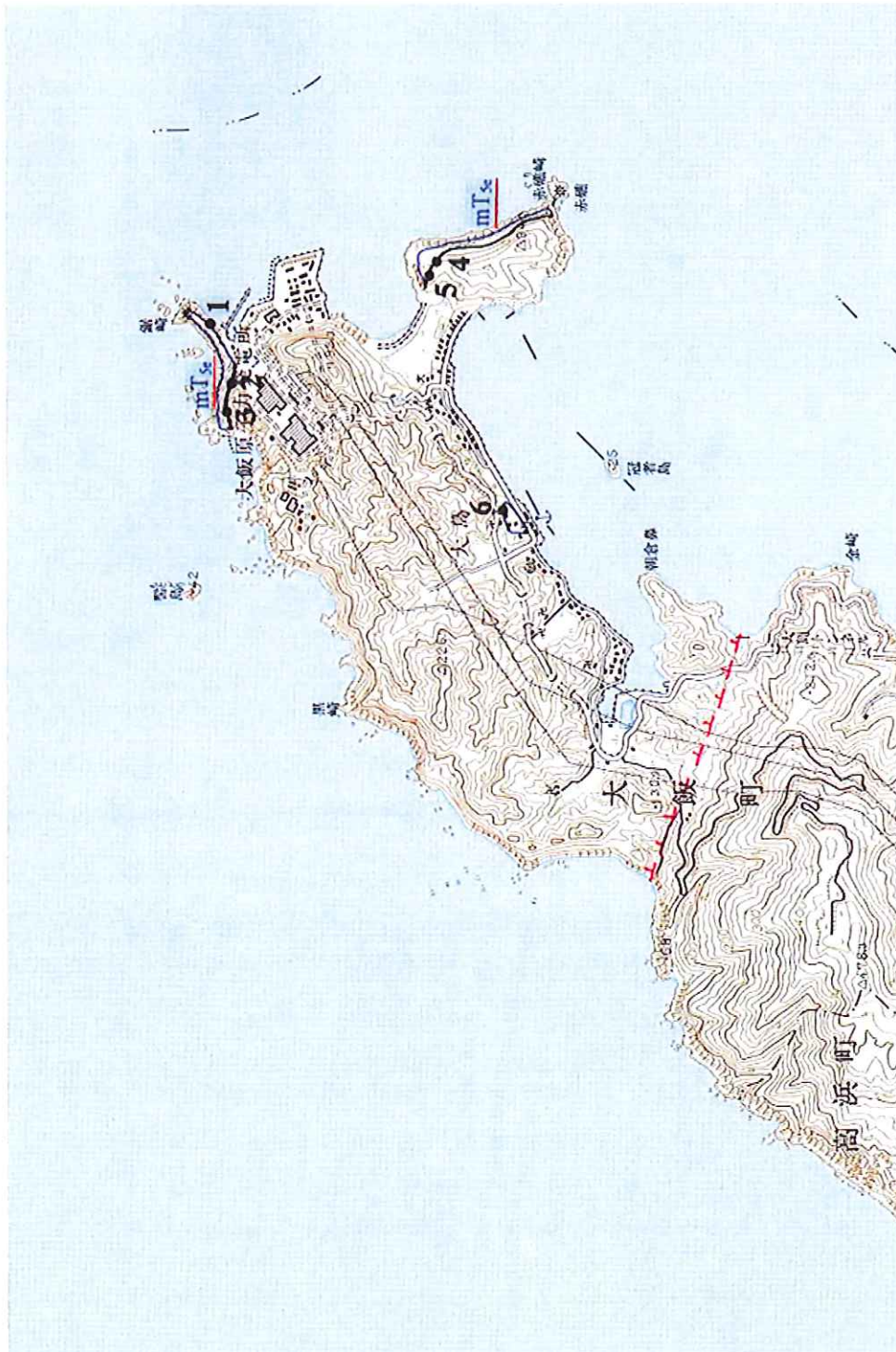
写真1 大飯半島を横切るリニアメントの立体空中写真 (KK-68-IX, C21-6・7)

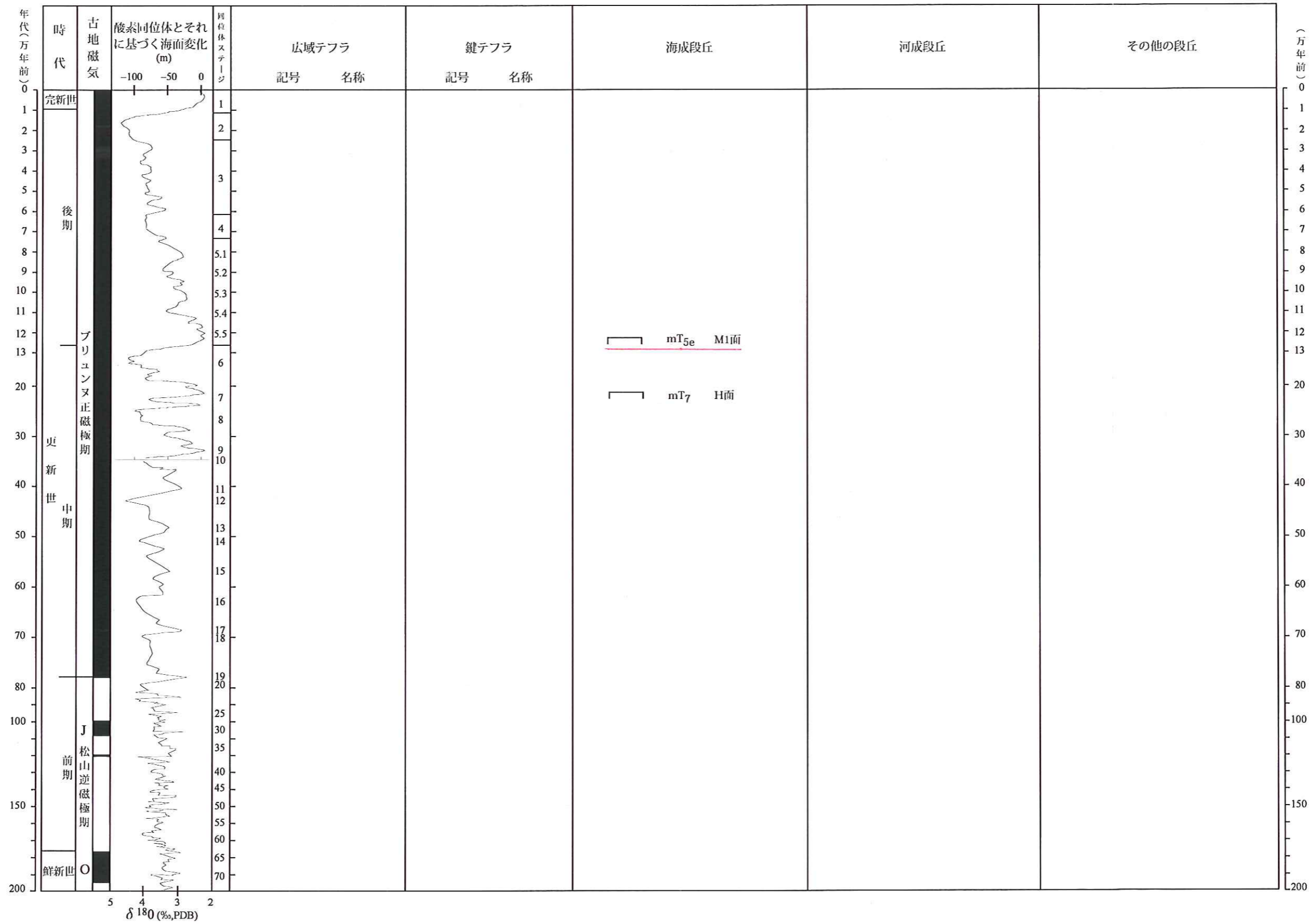
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
断層番号	断層名	地点番号	地名	活長	歩度	長さ	走向	傾斜	断層形態	断層基準	年代	断層変位	平均変位	備考
				km	度	km	度	度			10年	ずれ (m)	ずれ (m)	mm/10年
1	大島南西			L	1.7	WNW			断層崖	山地		S		

丘陵区分図

凡例

	海成段丘 (黒木原は旧河線) mt, mfs, mfs, mfs, ... mf, mfs, mfs, mfs, ...
	河成段丘 r., r., r., r., ... r., r., r., r., ...
	段丘 T., T., T., ...
	活断層 活断層であることが 疑念なもの
	活断層であるとは定 まれないもの
	地盤沈下 地形高の値を下る方向
	予一々の水準
	2次予一々の水準
	地盤変動予一々の水準
	複合予一々の水準





鋤崎・小浜図幅段丘編年図

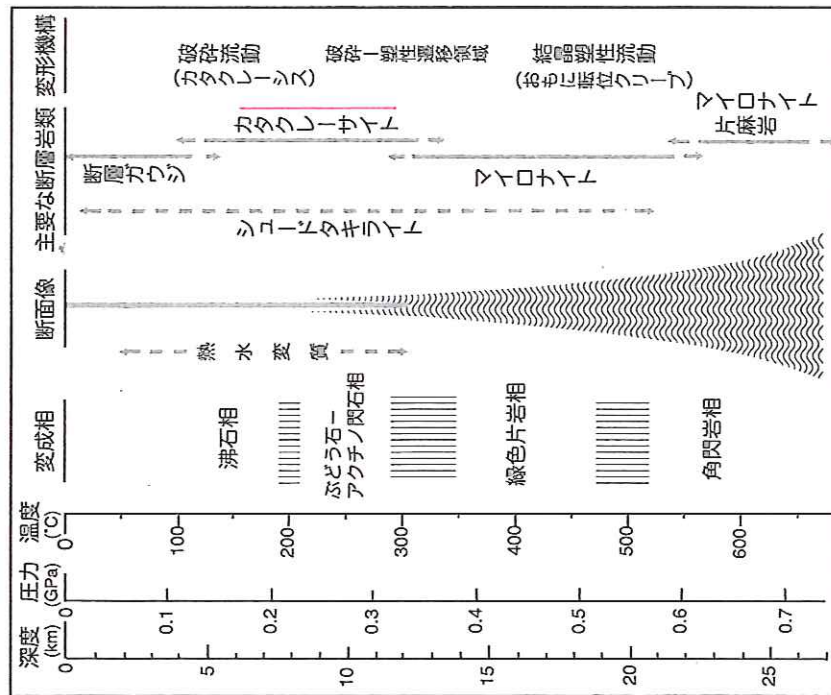


図 B-5-1 断層の花崗岩質地殻断面における断層の断面像。主要構成断層岩類，主要変形機構，剪断強度との関係 (Sibson, 1983 を簡略化，一部加筆)

指標として，マイロナイト類はプロトマイロナイト—マイロナイト—ウルトラマイロナイトと細分されている。また，とくに基質部に雲母が多いものについては，みかけ上千枚岩 (phylite) に類似している。 (2) カタクレーサイト

カタクレーサイト (cataclasite) は機械的な破碎がおもな変形機構であり，固結性を保持したまま破碎された断層岩である (図 B-

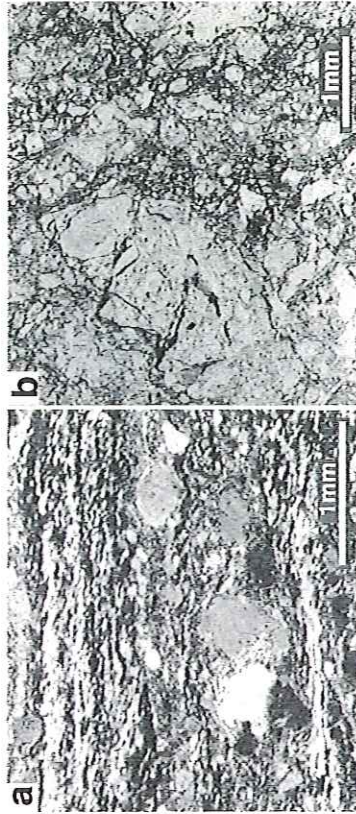


図 B-5-2 (a) マイロナイトの模式地の標本 (Lapworth, 1885 が最初に記載したスコットランド, Loch Hope 産)。石英の動的再結晶にもなう細粒化と，長石の脆性破断のちがいに注目，石英の斜交形態定向配列から左ずれ (上盤西) の運動が読み取れる。(b) カタクレーサイトの典型例。長野県長谷村のトーナル岩質マイロナイト由来のカタクレーサイト，面構造はみられない

5-2 b)。破碎岩ともよばれている。通常は変質をとまうことが多い。かつては，面構造をもたないと言われていたが，最近では面構造をもつ固結したカタクレーサイトがしばしば記載されている (図 B-7-10)。破碎の程度によって肉眼で観察可能なサイズ (通常 > 1 mm) の岩片や鉱物片などのフラグメントと，細粒基質部の量比が変化することから，その量比をもとにしてプロトカタクレーサイト，カタクレーサイト，ウルトラカタクレーサイトと区分されている。

(3) 断層ガウジ

断層ガウジ (fault gouge) は，断層破碎帯 (あるいは脆性剪断帯) を構成する未固結の断層内物質であり，母岩の破碎と変質によって形成されたものである。母岩が破碎されて細粒になった物質とともに，スメクタイト，イライト，緑泥石，カオリナイトなどの粘土鉱物が生成していることが多い。したがって，断層ガウジは可塑

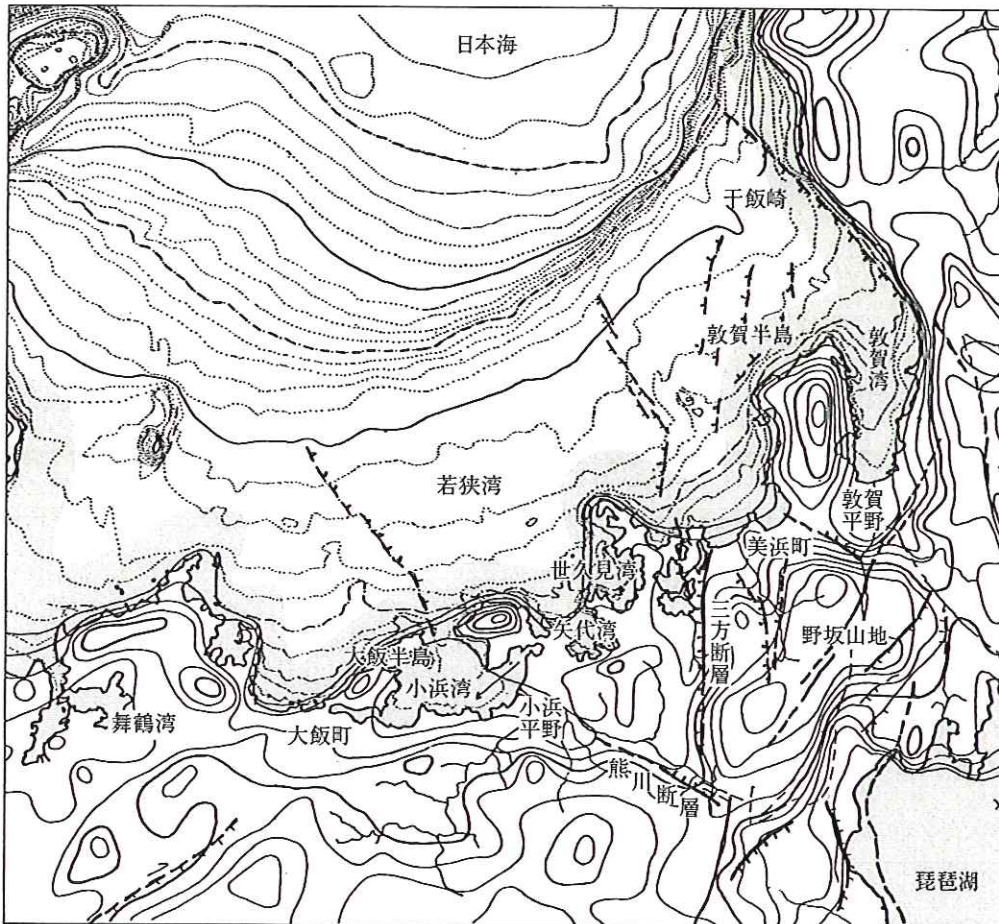


図 4.2.1 若狭湾岸地域の地形 [岡田, 1978 を修正・追加] 陸域では 100 m 間隔の接峰面等高線を, 海底は点線: 10 m, 一点鎖線: 50 m, 太線: 100 m の等深線を示す。活断層研究会 (1991) により活断層・海底断層を記入した。

小浜湾, 舞鶴湾などの大小の湾入を持つ。このように海岸線の形状からは沈水海岸と見られるが, 若狭湾の一部には, 幅は狭いが原面の保存のよい海成段丘が発達している。海成段丘は小浜市西方から大飯町東部, 大飯半島先端部, 美浜町西部などに見られ, 淘汰のよい赤味をおびた円礫層からなる。この段丘の年代を直接に示す資料はないが, 海洋酸素同位体ステージ 5e にあたると推定される (太田, 1980, 2001)。しかし, その旧汀線高度は最大でも約 20 m にすぎず, 隆起速度は 0.1 m/1000 年程度またはそれ以下である。したがって, ステージ 5c またはそれより若い更新世段丘は存在しない。旧汀線高度の分布から, わずかながら西への傾動が読み取れる。

最終氷期の最盛期には, 本地域でも以下に示すように寒冷で大規模な海退があった。たとえば, 敦賀平野南部の黒河川右岸では低位の河成段丘堆積物 (約 1.8 万年前; 岡田, 1978) 中から寒冷型植物化石が産出する (三浦ほか, 1969)。JR 美浜駅東南方に分布する低位の段丘とその構成層は, 上部に AT をはさみ, 北方では沖積面下に埋没し, 沖積層基底礫層として大陸棚まで続く (岡田, 1984)。当時は角礫層や粗粒礫層が山地で生産され, 山麓部では扇状地が形成されていた。その後, 気候の温暖化に伴って海面は急激に上昇し, 河谷に沿って海進が進行し, 溺れ谷が形成された。そこに堆積した貝殻を多産する厚い海