

東尋坊安山岩質貫入岩体の産状と構造

吉澤 康 暢*

Occurrence and structure of the Tojinbo andesitic intrusive body,
Mikuni-cho, Fukui Prefecture, Central Japan

Yasunobu YOSHIZAWA*

要 旨

福井県三国町東尋坊に分布する東尋坊安山岩質貫入岩体の産状の詳細観察をはじめ、柱状節理の形態・横断面の長径の測定・構造線等の方向の測定、岩石薄片の顕微鏡観察等により、その産状や構造が明らかになってきた。東尋坊貫入岩体は千丈敷付近を中心とする大きなラコリスで、その北端部や南端部は堆積岩層に調和的に貫入している。その接触部には急冷周縁相や熱変質が認められる。現在、海食を免れて残っている部分は、貫入岩体の原形の約3分の1ほどであると考えられる。

キーワード：東尋坊，安山岩，貫入岩体，ラコリス，柱状節理，等温度面，急冷周縁相，収縮中心点

1. はじめに

東尋坊は日本海に突き出た巨大な柱状節理の海食崖で、その柱が節理に沿って崩れ落ち、断崖絶壁を形成している。柱状節理の規模が大きく、地質学的にも貴重であるため、国の名勝・天然記念物に指定されている。また、すこぶる景勝に富むこの海岸一帯は、越前加賀海岸国定公園のなかでも特別保護地区に指定されている(写真C1, C2)。

これまでの研究で、この東尋坊の岩体は12.7Ma(東志野・清水, 1987)の米ヶ脇層の火山岩で、紫蘇輝石・普通輝石安山岩(東尋坊安山岩)であることがわかっている(市川・紺野・山崎, 1961; 三浦, 1957, 1975; 高島・堀田・牧野, 1992; 安野, 1987; 吉澤, 1991)。この岩体は貫入岩体と考えられているが、これまでにその産状や構造についての詳細な記載はない。

柱状節理の生成は、マグマが冷却する際、地層と接する岩体の上面または底面が等温度面となり、そこに岩体収縮の開始点となる収縮中心点が、境界面上にほぼ均一に生成すると考えられている。この収縮中心点から温度勾配にしたがい、より温度の高い上部または下部に向かって柱状節理の軸となる収縮中心線が生成する。そして冷却に伴い、収縮中心線から柱状節理構造が生成されると考えられている(平林・周藤,

2003; 伊藤・藤本・千葉, 2003)。節理は外的要因で剥ぎ取られやすい構造であるため、岩盤の風化・浸食・崩落・移動を引き起こす。その結果が現在の東尋坊の地形である。これら東尋坊に露出する貫入岩体の地形・産状・構造等について詳細な調査研究を行った。

2. 貫入岩体の産状

日本海の海上から見た東尋坊貫入岩体の全体地形は、お供え餅のように中央部が盛り上がった形態をしている。しかし、頂上部は過去の浸食や段丘堆積物の堆積等により、貫入岩体の原形はすでに失われている。

貫入岩体の北端部(X1, X2)や南端部(X3, X4, X5)の堆積岩層(米ヶ脇層)との接触部付近では、貫入岩体側には急冷周縁相が見られ、堆積岩層側には強い熱変質による珪化・硬化が認められる。

北端部X1では礫岩層中に貫入しているが、礫岩層は整然としており、熱変質は受けても構造的な変形は受けていないと考えられる(写真G, H)。貫入岩体側の一部には自破碎状角礫岩が認められる。この貫入部分は、貫入岩体の最先端部の様相を示していると考えられ、調和的な貫入の状態がよく観察できる。

北端部X2では、貫入岩体の上部の凹状の部分で堆積

*福井市自然史博物館 〒918-8006 福井市足羽上町147

*Fukui City Museum of Natural History 147 Asuwakami-cho, Fukui City, Fukui 918-8006, Japan

岩層と接触している（写真I, J, K, L）。接触部の貫入岩体の上部には帯状の急冷周縁相がみられる。接触部直上の堆積岩層は凝灰質砂岩層でその上位に礫岩層が重なっている。接触部付近の柱状節理には乱れが認められる。また、このあたり一帯では海面付近に細い柱状節理が密集しており、海面下あまり深くない所に堆積岩層との接触部があり、貫入岩体の底部が存在するものと考えられる（写真A, C, I, M）。

南端部X3では凝灰質砂岩層中に貫入しており、砂岩は熱変質を受けて変色・硬化し、上部の貫入岩とは癒着している（写真B5）。

南端部X4では凝灰質泥岩層中に貫入しているが、接触部の貫入岩とはくっきりとした境界面があり、凝灰質泥岩が剥離している部分もある（写真B3, B4）。接触部を拡大してみると、貫入岩が泥岩層中に入り込み、波状の境界面となっている。

南端部X5はセドノウシロと呼ばれる離れ岩で大部分が安山岩質の貫入岩であるが、その上位に凝灰質砂岩層が接触している（写真B1）。砂岩層は熱変質を受け、変色・硬化している。

この東尋坊貫入岩体の先端部には見事な海食崖が発達しているが、細長く伸びた岩列が深い凸部と凹部を作り、交互に出入りする屈曲の多い海岸線になっている。特徴的なことは、これらの凸部と凹部が全てほぼ同じ方向になっていることである。この原因としては、柱状節理の割れ目の方向や目立った構造線の密集帯の方向等が主なものであると考えられるが、これらの構造的な弱線が、主に冬場の北西の季節風で起きた北西方向の波浪で風化・浸食を受け形成されたものと考えられる（写真E1, E2, E4）。

柱状節理横断面の最大長径の測定結果分布図（図1）を見ると、千丈敷付近が最大値を示し、ここより距離が離れるにしたがって小さくなる傾向にあり、北端と南端の堆積岩層との接触部付近で最小となるような水平方向での大きな変化が認められる。このような水平方向の変化は、柱状節理横断面上に発生する収縮中心点の分布間隔の違いによるものと考えられる。貫入岩体の中心部付近では、マグマの冷却がゆっくり進むため、収縮中心点の間隔が広くなり、大きな横断面長径を持つ柱状節理が形成されるものと考えられる。千丈敷は東尋坊のほぼ中央部に位置し、日本海に突出した最西端部になっている。以上のことから、千丈敷付近は、東尋坊貫入岩体のほぼ中心部と考えられる。

柱状節理の横断面長径の垂直方向の変化を千丈敷や大池周辺部で観察すると、長径は柱状節理の下部ほど大きく上部にいくにつれて小さくなっている（写真C8）。このような垂直方向の変化は、この岩体の場合、

上部ほど貫入した地層との接触部に近く、冷却速度が速くなっているためと考えられる。このことは、貫入岩体の上限に近いことも推定できる。

北端部、南端部を問わず、接触部付近の柱状節理表面には節理と直交する細長く伸びた気泡の規則正しい配列が無数に認められる。これらは、冷却途中のマグマの流動方向を示すものと考えられる（写真E, F, B8）。

貫入岩体の各所で表面に小さな捕獲岩片が多数認められる（写真A8）。これは、マグマが貫入する際、マグマの通路にあった岩層を巻き込んで上昇してきたためと考えられる。

3. 貫入岩体の岩質

貫入岩体内部の岩質の変化を詳しく調べるために岩石薄片を作成した。薄片作成地点は次の4地点である。

- ・北端接触部X1（薄片番号 03, 04）
- ・南端接触部X4（薄片番号 05, 06, 07, 08, 09, 10）
- ・千丈敷中央部（薄片番号 01, 02）
- ・東尋坊タワー西方（薄片番号 C1, C2, C5, C6, C7, C8）

岩石薄片作成の目的は、貫入岩体が堆積岩層と接触することによりできる急冷周縁相と貫入岩体中央部の岩質に顕微鏡的な差異が認められるかどうか。また、大型の柱状節理の収縮中心点と節理と節理の間の割れ目付近とでは斑晶の大きさや組織に違いがあるかどうかである。

偏光顕微鏡による薄片観察の結果、岩質は何れも斜方輝石・単斜輝石安山岩であることがわかった。斑晶としては斜長石が最も多く、大きな斑晶以外に小さな斑晶も認められる。また、斜長石の斑晶同士が放射状に集合した大型の集合結晶（写真1）や輝石との大型の混合結晶（写真2）も高い頻度で認められる。次に多い斑晶は単斜輝石（写真3）で、その周縁部は輪郭を作るように他の鉱物に変化している。斜方輝石は小型の斑晶が多い。石基にも微小な輝石の結晶が認められる。

岩質的には貫入岩体のどの部分もほぼ同じ斑晶や組織をもっている。しかし、堆積岩層との接触部の急冷周縁相の部分では、他の部分と大きな違いが認められた。北端部、南端部両方に共通であるが、斑晶と斑晶の間の石基にある斜長石の結晶が、千丈敷等の貫入岩体中央部のものと比べると、大きさが2~3倍あるような微斑晶とでも言うような大きな結晶が存在する（写真9, 10, 11, 12, 13, 14）。石基にはこの他、中央部と同じ大きさの小さな斜長石の結晶も多数みられる。また、

急冷周縁相の部分では、石基にガラスが多く存在し、黒地に白い斜長石の結晶が浮き上がって見える（写真11, 12, 13）。南端の凝灰質泥岩との接触部（X4）では、石基の斜長石がマグマの流れに沿って配列している（写真5, 15, 16）ものや、輝石の斑晶が凝灰質泥岩中に入り込んでいる（写真6）もの等があった。また、細長い大きな斜長石の結晶が横に三つに折れている（写真7, 8）ものが観察されたが、接触部において、マグマが固まりながら流動するとき、泥岩層の抵抗により折れたのではないかと考えられる。さらに、急冷周縁相の石基の細長い斜長石の結晶は、何れもその両端がささくれだっており、ツバメの尾のように二つに裂けているもの（写真4）も認められた。

各所で観察される捕獲岩片は、東尋坊タワー西方のC6の薄片で認められたが、岩質は斜長石の中型の結晶が密集した玄武岩のような組織を持つものである。

偏光顕微鏡写真1～16の写真の横幅の大きさは次の通りである（写真説明の01～10, C6は薄片番号）。

- ・ 10倍 2.5 ミリ
- ・ 25倍 1.0 ミリ
- ・ 100倍 0.25ミリ

4. 貫入岩体の構造

貫入岩体が分布する東尋坊地域の全体地形をはじめ、柱状節理横断面の最大長径の分布図（図1）や堆積岩層への貫入接触ポイント等の観察結果より、貫入岩体の全体構造が浮かび上がってくる。東尋坊貫入岩体の分布域は、柱状節理の横断面長径が最大の千丈敷を中心とした東側に広がる扇形をしており、現在の分布は貫入岩体の原形の西側約3分の2の部分が海食により失われている状態と考えられる。

北端部（X1）、南端部（X4）の接触地点付近では貫入岩体は極端に薄くなり堆積岩層に調和的に貫入している。この状態は、貫入岩体の底辺の最末端部を示すもので、お供え餅状の貫入岩体の底部が広く延びた状態を推定できる。

接触地点X2は貫入岩体の末端付近の最上部が堆積岩層と接触している状態で、貫入岩体上部の堆積岩層の一部が残存しているものと考えられる。

柱状節理横断面の最大長径の水平的変化からは、貫入岩体の中心部が千丈敷付近であることが推定できる。これは、大きな岩体の中心部はマグマの冷却がどこよりもゆっくり進む条件があり、他と比較してより大きな横断面長径を持つ柱状節理が形成されたものと考えられる。また、千丈敷付近の柱状節理横断面形は、

長径4m×短径2mといったように巨大な長楕円形で、これらが密集して同じ方向に並んでいる（写真D2, D4）。縦方向に長く間隔のある収縮中心点が生成されたためと考えられる。この横断面の長軸方向は、岩列の凸部凹部の方向や構造線の方向とも一致している。柱状節理の横断面形は六角形ないし五角形が最も多い（写真D3）が、大きなものから形成されていくため、残りの穴を埋めるようにできたものも多数存在する（写真D5, D6）。

柱状節理横断面の最大長径の垂直的变化からは、上部に行くにつれて貫入した地層との距離が近くなり、冷却速度も速くなり長径が小さくなるのではないかと考えられる。この事実からは、貫入岩体の上限の高さの推定も可能である（写真C8）。

接触地点X2西方の、柱状節理が大きく斜めに傾いて海に流れ込むような構造は、お供え餅状の貫入岩体の周縁部上部の曲面付近の状態を表しているものと考えられる（写真N, O, P）。

柱状節理の横断面に相当する板状節理面の方向を測定したところ（図2）、北端部では南東に傾き、大池付近では緩く南南東に傾き（写真C5, C6, C7）、東尋坊タワー南方では逆の緩い北傾斜になっている。このことから、貫入岩体の底部は中心付近を凹部とするような南北方向の緩い皿状構造になっていることが考えられる。柱状節理や板状節理とは異なった大きな構造線（大きな破砕面や直線状割れ目の集合体）が大池や東尋坊タワー南方において8本認められる（図2）（写真A5, A6, D1, E5）。この構造線の方向は季節風による波浪の方向とほぼ一致している。この事実は、東尋坊の海岸線が深い出入りになっていることの原因の説明をはじめ、離れ岩や岩礁列が見事に等間隔に配列している原因の説明とすることができる（写真E3, E8）。

以上の観察・調査結果をまとめると、東尋坊貫入岩体は堆積岩層を調和的に押し広げ、底の先端部は薄く広がり、上部が膨らみ、底部は緩い皿状構造をもち、お供え餅状に貫入したラコリス（餅盤）であると考えられる。

5. まとめ

東尋坊安山岩質貫入岩体の産状と構造について調査・研究をした結果、次のことが明らかになった。

- (1) 柱状節理横断面の最大長径の水平的変化からは、貫入岩体の中心部が千丈敷付近であることが推定できる。これは、大きな岩体の中心部はマグマの冷却がどこよりもゆっくり進む条件があり、他と

比較してより大きな横断面長径を持つ柱状節理が形成されたものと考えられる。

- (2) 貫入岩体の北端部や南端部の堆積岩層（米ヶ脇層）との接触部付近では、貫入岩体側には急冷周縁相が見られ、堆積岩層側には強い熱変質による珪化・硬化が認められる。
- (3) 東尋坊貫入岩体は堆積岩層を調和的に押し広げ、底の先端部は薄く広がり、上部が膨らみ、底部は緩い皿状構造をもち、お供え餅状に貫入したラコリス（餅盤）であると考えられる。
- (4) 貫入岩体のどの部分も岩質的にはほぼ同じ斑晶や組織をもっている。しかし堆積岩層との接触部の急冷周縁相の部分では他の部分と大きな違いが見られた。斑晶と斑晶の間の石基にある斜長石の結晶が、千丈敷等の貫入岩体中央部のものと比べると、大きさが2~3倍あるような微斑晶とでも言うような大きな結晶が存在する。
- (5) 柱状節理の横断面長径は千丈敷や大池周辺部では柱状節理の下部ほど大きく上部にいくにつれて小さくなっている。このような垂直方向の変化は、貫入岩体の上部ほど貫入した地層との接触部に近く、冷却速度が速くなっているためと考えられる。
- (6) 柱状節理の横断面に相当する板状節理面の方向は、北端部では緩く南東に傾き、大池付近では南南東に傾き、東尋坊タワー南方では逆の緩い北傾斜になっている。このことより、貫入岩体の底部が南北に緩い皿上構造を持っていると考えられる。
- (7) 柱状節理とは異なった大きな構造線が大池や東尋坊タワー南方において8本認められる。この構造線の方向は季節風による波浪の方向とほぼ一致している。この事実は、東尋坊の海岸線が深い出入りになっていることの原因の説明をはじめ、離れ岩や岩礁列が見事に等間隔に配列している原因の説明とすることができる。
- (8) 南端の凝灰質泥岩との接触部では、石基の斜長石がマグマの流れに沿って配列しているものや、輝石の斑晶が凝灰質泥岩中に入り込んでいるもの等があった。また、細長い大きな斜長石の結晶が横に三つに折れているものが観察されたが、マグマが固まりながら流動していたためではないかと考えられる。
- (9) 東尋坊貫入岩体の分布域は、柱状節理の横断面長径が最大の千丈敷を中心とした東側に広がる扇形をしており、現在の分布は貫入岩体の原形の西側約3分の2の部分が海食により失われている状態と

考えられる。

- (10) 貫入岩体の各所で捕獲岩片が多数認められる。これは、マグマが貫入する際、マグマの通路に分布する岩層を巻き込んで上昇してきたためと考えられる。

引用文献

- 東野外志男・清水 智, 1987, 福井県三国海岸に産出する火山岩類のK-Ar年代. 石川県白山自然保護センター研報, no.14,25-30.
- 平原由香・周藤賢治, 2003, 北海道礼文島ドレライト質スコトン岬貫入岩体の内部構造と形成過程. 地質学雑誌, 109, no.8,442-458.
- 市川 渡・細野義夫・山崎正男, 1961, 福井県東尋坊松島地区地質調査報告書.19p.
- 伊藤智也・藤本忠博・千葉則茂, 2003, 柱状節理の形成過程を考慮した岩場形状モデリング. 岩手大学, 芸術科学会論文誌, 3, no.1,86-95.
- 三浦 静, 1957, 福井県加越台地の地質 第一報 (特に新第三系の層序について). 福井大学学芸学部紀要, no.7,149-161.
- 三浦 静, 1975, 三国町の自然環境概観及び三国町地質図. 三国町自然環境保全候補地学術調査報告, 三国町, 1-5.
- 高島琴美・堀田文枝・牧野真希, 1992, 東尋坊安山岩の柱状節理の研究. 福井県第41回私たちの理科研究.
- 安野敏勝, 1987, 福井県三国町米ヶ脇累層産の海棲貝類化石. 福井市立郷土自然科学博物館研究報告, no.34, 1-9.
- 吉澤康暢, 1991, 福井県三国町米ヶ脇累層の岩相層序と堆積環境. 三浦 静教授退官記念論文集, 35-42.

Occurrence and structure of the Tojinbo andesitic intrusive body,
Mikuni-cho, Fukui Prefecture, Central Japan
Yasunobu YOSHIKAWA

Abstract

On the bases of field observation, measurement of the diameter and directions of the columnar joints, and microscopic observation, the occurrence and the structure of the andesitic intrusive body which distributes at Senjojiki, Tojinbo, Mikuni-cho, Fukui Prefecture are described. These observation and measurement showed that the intrusive body is a large laccolith. which characterized as follows: the concordant intrusion into the sedimentary beds at the tail, and the chilled margin and thermal alteration at the part of the contact with the host beds. The part of the laccolith that have remained from post intrusive erosion is estimated to be about 1/3 of the volume of the original body.

Key words: Tojinbo, andesite, intrusive body, laccolith, columnar joints, isotherm, chilled margin, contraction center

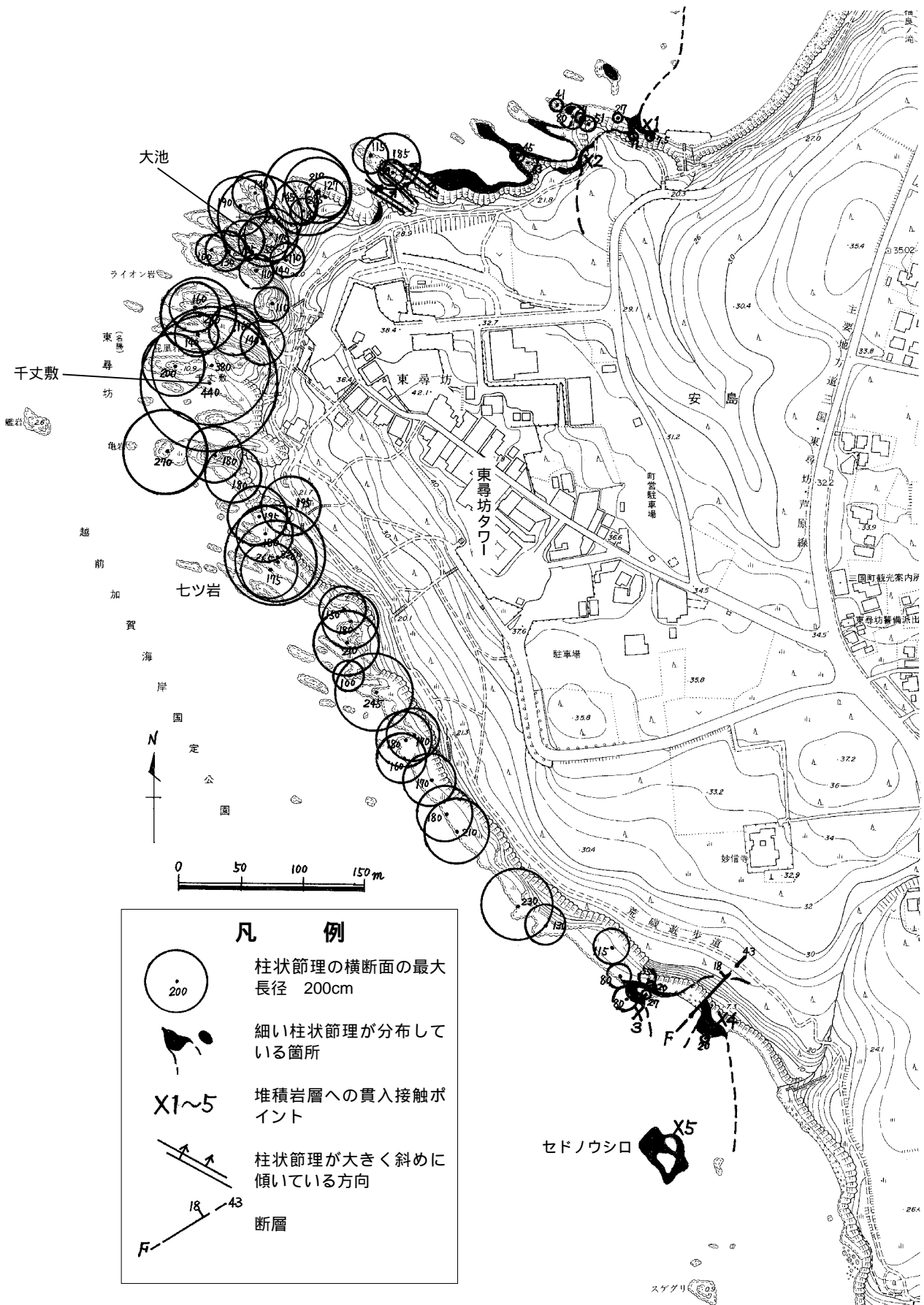


図1 東尋坊貫入岩体の柱状節理横断面の最大長径の分布図

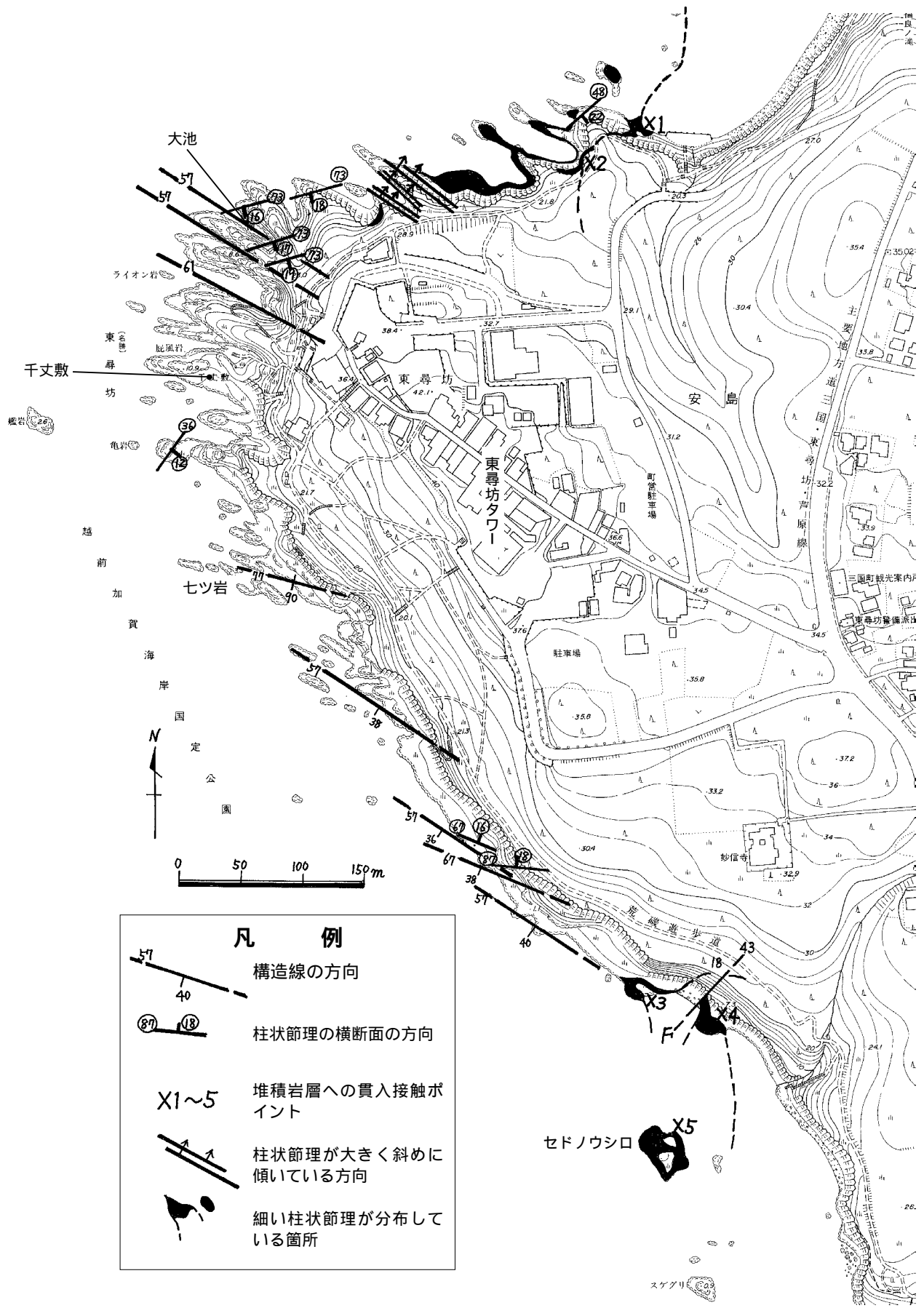


図2 東尋坊貫入岩体の構造線等の分布図



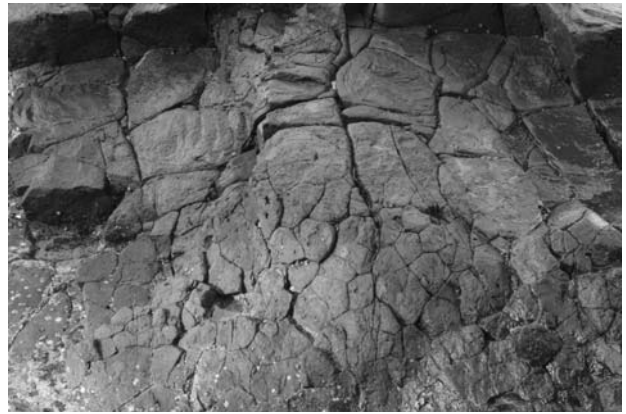
写真A：北端付近のエンタブラチャ（その1）



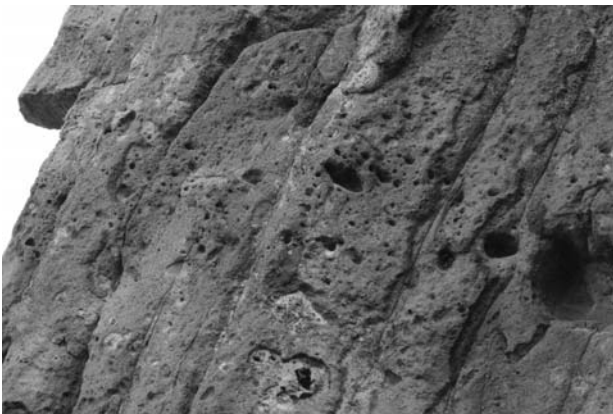
写真B：写真A上部のアップ



写真C：北端付近のエンタブラチャ（その2）



写真D：北端付近の海面上の柱状節理の断面



写真E：エンタブラチャ（その1）下位柱状節理表面の気泡



写真F：北端接触部付近（X1）の柱状節理表面の気泡の配列



写真G：北端の礫岩層との接触部（X1）



写真H：写真Gの接触部のアップ（X1）



写真I：北端貫入部付近の全景（X2）



写真J：堆積岩層との接触部付近（X2）の柱状節理の乱れ



写真K：堆積岩層との接触部のアップ（X2）



写真L：写真Kの堆積岩層のアップ（X2）



写真M：北端貫入部の海面付近の小さな柱状節理



写真N：海に流れ込むように傾いた柱状節理



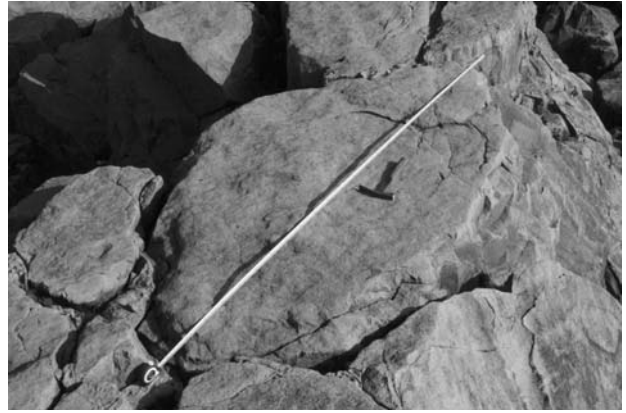
写真O：太い柱状節理群への移行ポイント



写真P：写真O下部のアップ



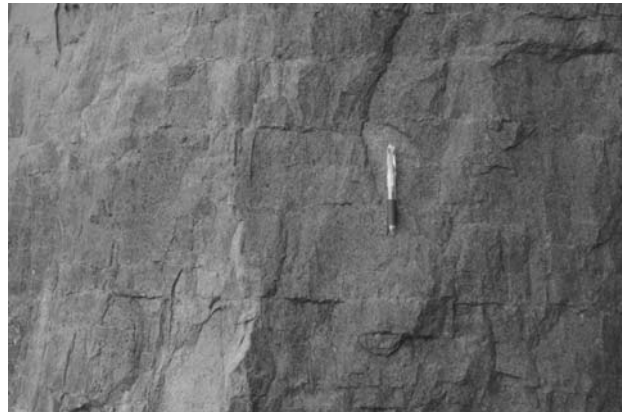
写真A1：南方の柱状節理



写真A2：南方の柱状節理の断面（長径245cm）



写真A3：南方の柱状節理のエンタブラチャ



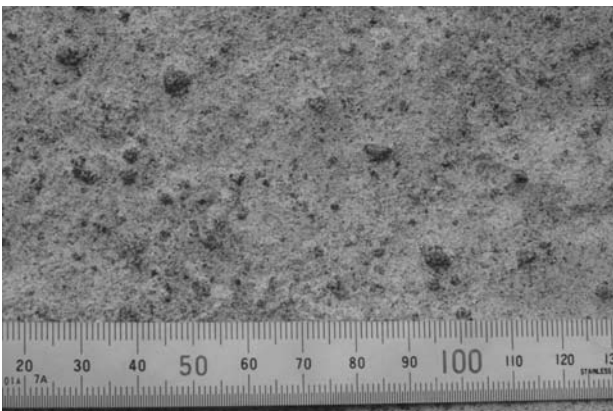
写真A4：南方の柱状節理を横断する板状節理



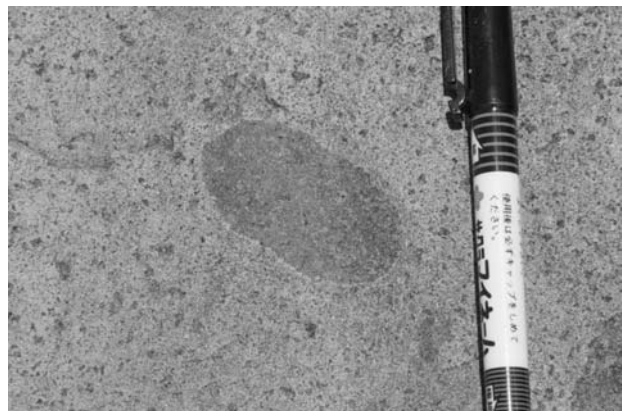
写真A5：南方の規則的な直線状の割れ目の集合帯(N77°W方向)



写真A6：南方の柱状節理を切る破砕面（N57°W方向）



写真A7：南方の岩体表面に見られる大きな暗緑色の鉱物粒



写真A8：南方の岩体表面に見られる捕獲岩片



写真B1：岩礁セドノウシロ上の砂岩層（X5）



写真B2：南端接触部付近の全景（X3, X4）



写真B3：南端の泥岩層との接触部（X4）



写真B4：泥岩層との接触部アップ（X4）



写真B5：南端の砂岩層（下位）との接触部（X3）



写真B6：南端の接触部付近の小さな柱状節理（X3）



写真B7：南端付近の大きな柱状節理



写真B8：写真B7の柱状節理表面に見られる気泡の配列

東尋坊安山岩質貫入岩体の産状と構造



写真C1：特別天然記念物の東尋坊の柱状節理（大池付近）



写真C2：海側から見た大池の柱状節理



写真C3：三国の突堤を作るために削り取られた部分



写真C4：大池の内側を構成する柱状節理



写真C5：大池先端部の陸側に傾いた柱状節理



写真C6：大池の主体を構成する太い柱状節理



写真C7：大池付近の柱状節理と直交する傾いた板状節理面



写真C8：柱状節理の大きさは下部より上部ほど小さい



写真D1：大池の伸長方向に沿う直線状の割れ目帯



写真D2：千丈敷の巨大柱状節理の断面



写真D3：ロウソク岩下部の柱状節理の断面



写真D4：千丈敷の長い長軸を持つ柱状節理の断面(長径440cm)



写真D5：柱状節理の形成過程の余りの部分(千丈敷付近)



写真D6：多様な組み合わせの断面の形(千丈敷付近)



写真D7：柱状節理面は海水や風雨による風化が大きい



写真D8：風化は節理面から両側に広がっていく

東尋坊安山岩質貫入岩体の産状と構造



写真E1：海食崖に向かう冬の波浪の方向(2005.12.10)



写真E2：福浦に向かう冬の波浪の方向(2005.12.10)



写真E3：規則正しく並んだ七ツ岩付近の離れ岩



写真E4：大池の海食崖をはるかに超える波浪(2005.12.6)



写真E5：七ツ岩付近の直線状の割れ目の集合帯 N77°W方向)



写真E6：U字谷を想わせる海食による谷地形(大池付近)



写真E7：海食により岩体の北面が斜めにカット(観光船発着場付近)



写真E8：海食洞の形成過程が推定できる岩礁列(北端部付近)



写真1 : 01千畳敷(10倍, 直交ポーラー)斜長石の集合結晶

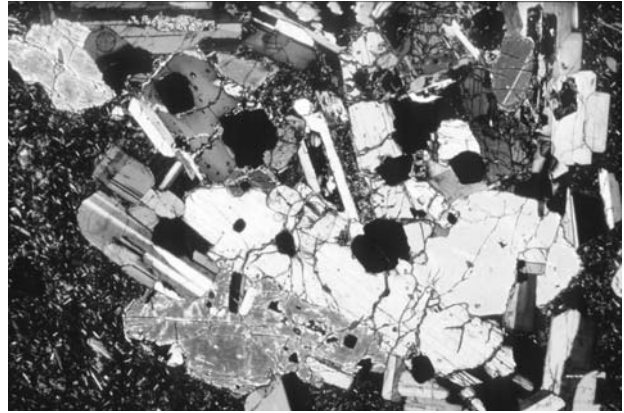


写真2 : 02千畳敷(10倍, 直交ポーラー)輝石と斜長石の混合結晶

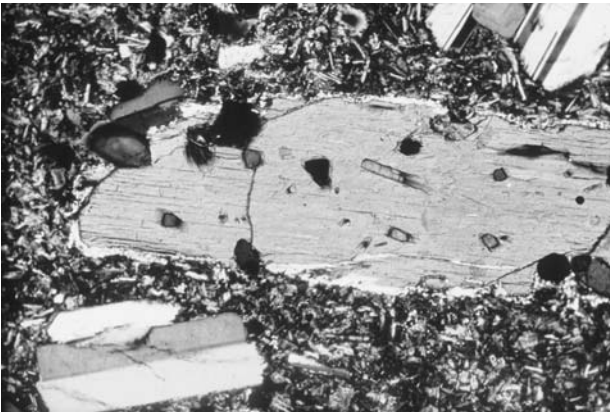


写真3 : 01千畳敷(25倍, 直交ポーラー)単斜輝石の斑晶

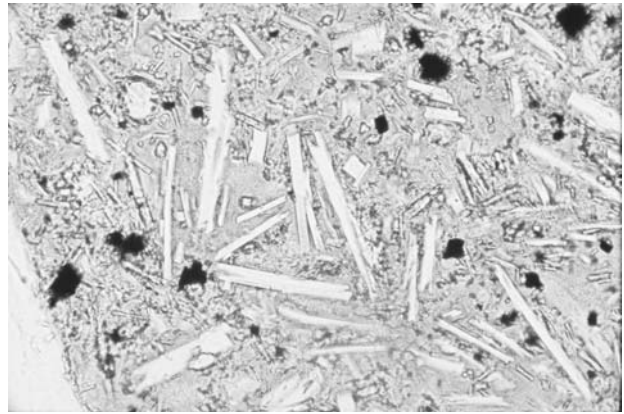


写真4 : 08南端接触部(100倍, 下方ポーラーのみ)斜長石の結晶の両端が裂けている。



写真5 : 08南端接触部(25倍, 直交ポーラー)右上側は泥岩

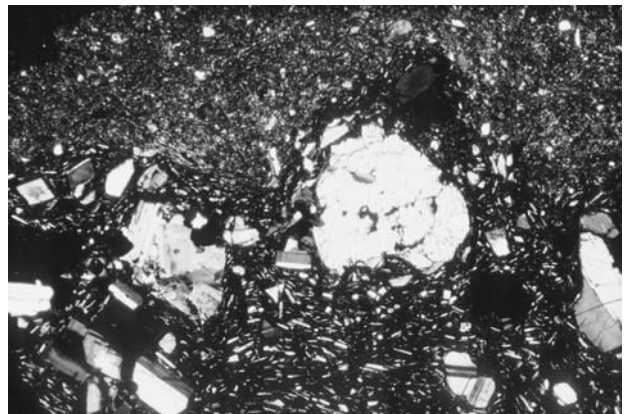


写真6 : 08南端接触部(10倍, 直交ポーラー)泥岩(上側)中に入り込んだ輝石の斑晶

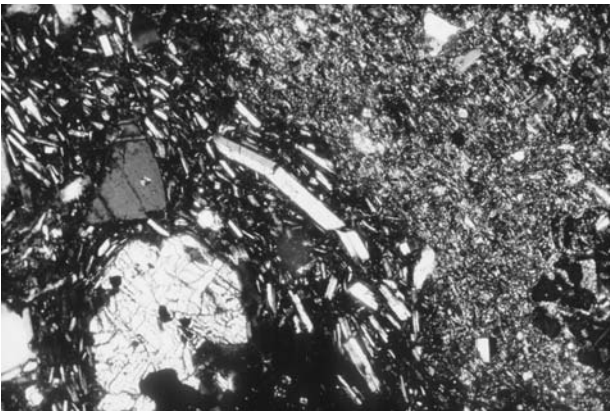


写真7 : 08南端接触部(25倍, 直交ポーラー)右側は泥岩。斜長石の結晶が三つに折れている

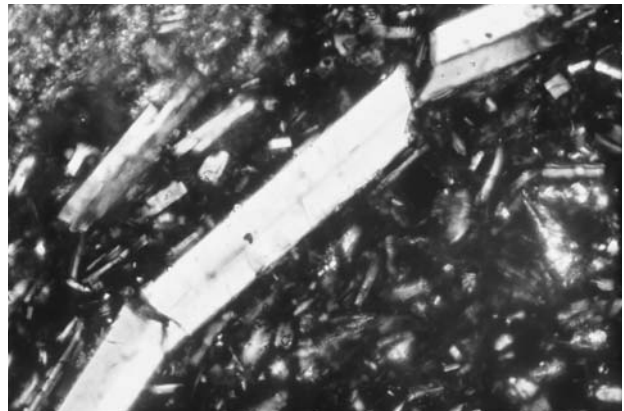


写真8 : 08南端接触部(100倍, 直交ポーラー)写真7のアップ。三つに折れた斜長石結晶

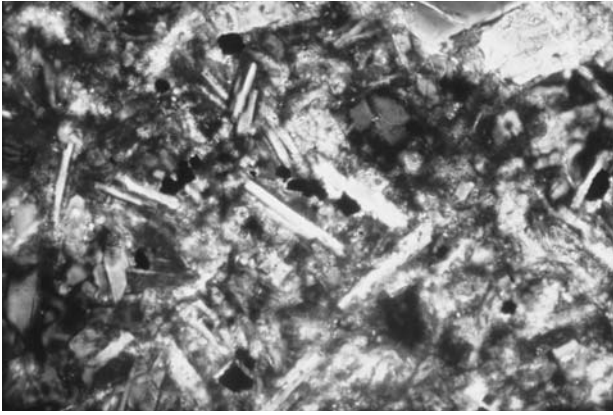


写真9：02千畳敷（100倍，直交ポーラー）

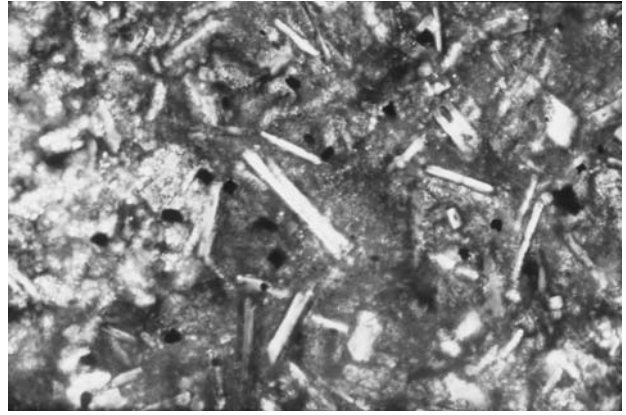


写真10：C6南方（100倍，直交ポーラー）

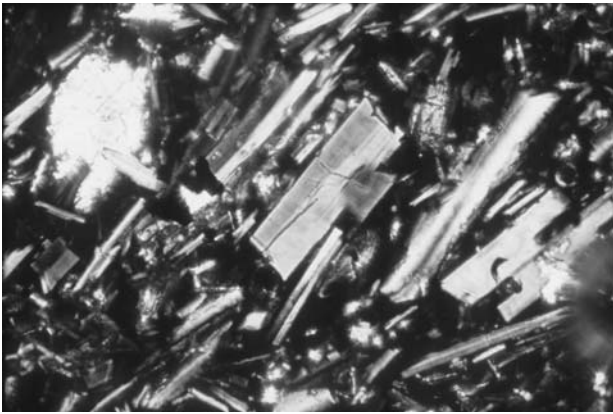


写真11：03北端接触部（100倍，直交ポーラー）

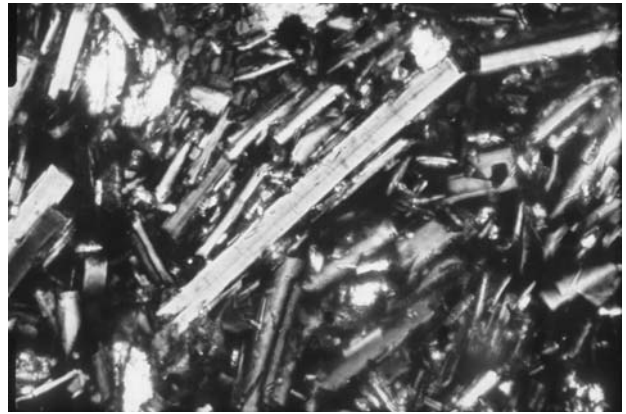


写真12：04北端接触部（100倍，直交ポーラー）

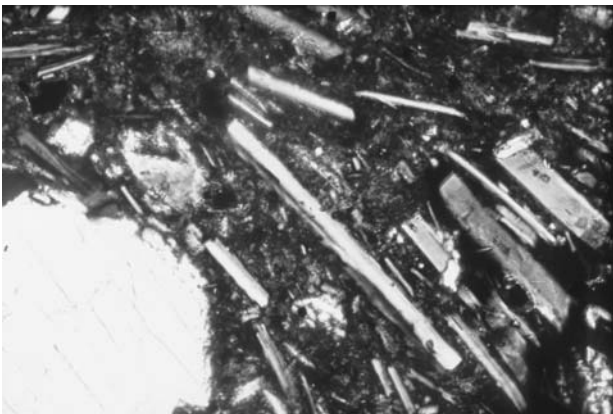


写真13：08南端接触部（100倍，直交ポーラー）

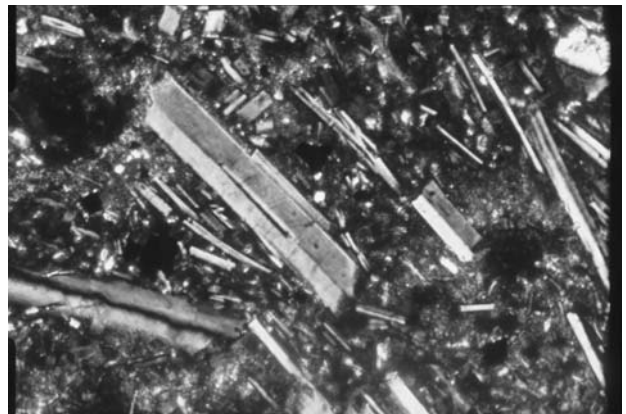


写真14：10南端接触部（100倍，直交ポーラー）

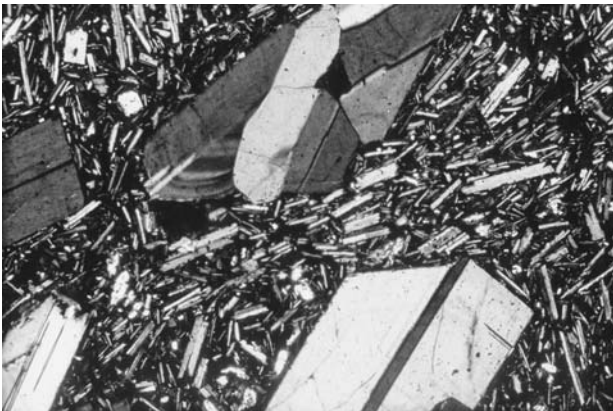


写真15：04北端接触部（25倍，直交ポーラー）

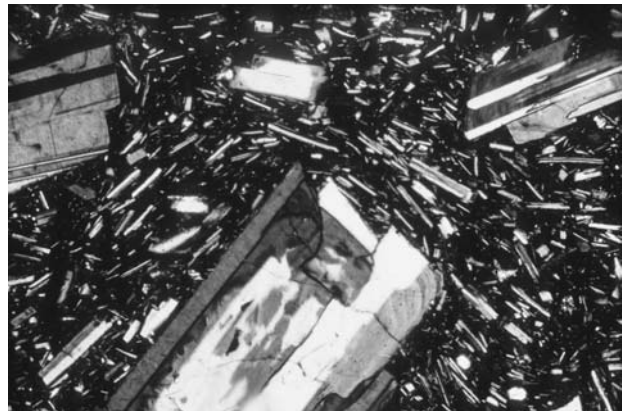


写真16：08南端接触部（25倍，直交ポーラー）

