

# 琉球大学学術リポジトリ

## 沖縄島北部の地質構造 — 佐手, 宇嘉, 辺野喜周辺

メタデータ	言語: 出版者: 琉球大学教育学部 公開日: 2009-07-16 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 馬場, 壮太郎, 城間, 吉主, Baba, Sotaro, Shiroma, Yoshikimi メールアドレス: 所属:
URL	<a href="http://hdl.handle.net/20.500.12000/11233">http://hdl.handle.net/20.500.12000/11233</a>

# 沖縄島北部の地質構造

— 佐手, 宇嘉, 辺野喜周辺 —

馬場壮太郎<sup>1</sup>, 城間吉主<sup>2,3</sup>

Geological structure in Northern part of Okinawa-jima  
— Sate, Uka and Benoki regions —

Sotaro BABA, Yoshikimi SHIROMA

## 1. はじめに

沖縄島北部地域に分布する地質体は、秩父帯に属する本部層群と四万十帯に属する国頭層群に分類される。本部層群と国頭層群は辺戸衝上断層(図1)によって境されるが、この衝上断層は西南日本外帯に分布する秩父帯(南帯)と四万十帯を境する仏像構造線の南方延長に相当すると考えられている(Konishi, 1963)。本部層群は構造的下位から緑色岩や石灰岩からなる今帰仁層、石灰岩からなる本部層、石灰岩、チャート、泥岩からなる与那嶺層、泥岩、砂岩を主体とする湧川層の順に累重する。本部層群を構成する石灰岩およびチャート岩塊にはペルム紀から白亜紀前期を示す化石が産出するため、古くから古生物学的研究がなされてきた。本部層群はそれらを構成する各地層間に整合関係が認められないことから、異地性岩体を含むオリストストロームである可能性が指摘された(木崎ほか, 1985)。国頭層群は砂岩を主体とし千板岩、粘板岩、礫質砂岩を伴う嘉陽層、黒色頁岩～千枚岩を主体とし砂岩、片状砂岩、石灰岩、緑色岩レンズを伴う名護層に区分されている。国頭層群は概ね北北東走向、北西落ちの走向傾斜を示し、東側の下位の地層から、西に向かって、砂岩頁岩互層(東側嘉陽層)、千枚岩(東側名護層)、砂岩頁岩互層(西側嘉陽層)、砂岩頁岩

互層(西側名護層)、名護層緑色岩部層の順に配列する(Flint, 1959)。この同一岩相が繰り返し出現することについて、複数の解釈がなされている(Konishi, 1963; 木崎・大城, 1977; 遅沢ほか, 1977; 橋本・中川, 1978; 高橋・鹿島, 1980; 木崎ほか, 1985)。これらの解釈はKonishi (1963)、木崎ほか(1985)の大規模な等斜褶曲を想定し、東側と西側に分布する名護層を一連のものとする考えと、遅沢ほか(1977)、橋本・中川(1978)、高橋・鹿島(1980)の国頭層群を構成する各層を名護層群と嘉陽層に区分し、これらは西傾斜の同斜構造を示し、東側と西側の岩体は異なるものが累重するとする考えの二つに大別される。しかし、名護層には化石が産出しないため地層区分が研究者によって異なることから大局的な地質構造に関する決定的な地質構造モデルについては未解決である。

伊平屋島から本部半島に分布する地質体に含まれる放散虫化石年代に基づく研究(高見ほか, 1999)では、本部層群が低角衝上断層によって三つのユニットに区分され、西から東、すなわち構造的下位に向かって年代が新しくなることが示された。本部半島から東には、時代不詳の名護層をはさんで始新統の嘉陽層が存在することから、名護層においても同様の衝上断層に起因する地質構造が観察される可能性が想起される。これは沖縄本島周

<sup>1</sup> 琉球大学教育学部自然環境教育コース

<sup>2</sup> 琉球大学大学院教育学研究科

<sup>3</sup> 沖縄市教育委員会

辺の先第三系基盤岩類を化石年代区分に基づき、付加体とみなす研究であり、注目される。

Schoonover and Osozawa (2004) は沖縄本島北部の地質構造についての再検討を行った。彼らは名護層群と本部層群の境界を正断層センスのデタッチメント断層であるとし、その下部に衝上断層で区切られた2つの横臥褶曲が存在するモデルを提案した。以上のように、沖縄本島北部の地質構造に関して様々なモデルが提案されているものの、岩相区分は露頭での観察に基づくものが多く、詳細を議論する必要がある。特に名護層の内部構造について一定の結論が得られていない背景には剪断センスに関するデータの蓄積が少ないこと、類似する岩相のため明確な地質区分が困難であることが挙げられる。そこで本研究では、詳細な地質の区分と剪断センスの判定に焦点をあて、地質構造発達史を検討した。

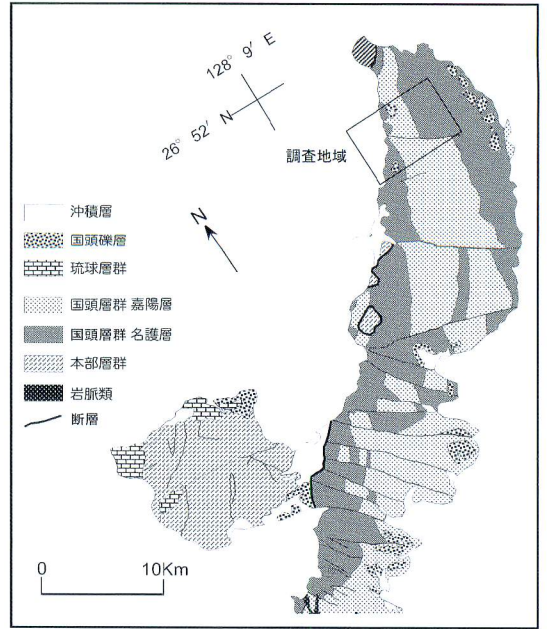


図1. 沖縄県北部地域の地質区分 (木崎ほか(1985)に基づく)。

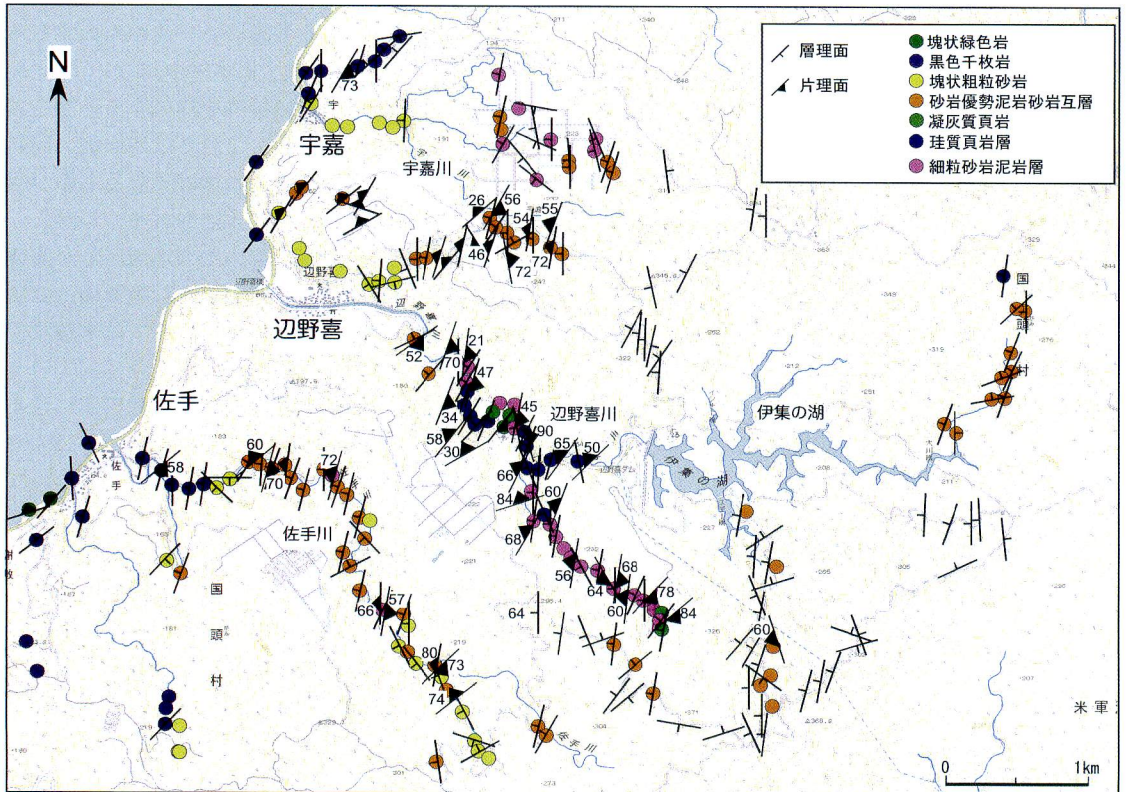


図2. 調査地域のルートマップ。風化により岩相が区分できないものも含む。

## 2. 地質概説

調査対象地域は沖縄県国頭村, 佐手川周辺と辺野喜ダムを中心とする東西7 km, 南北5 kmの範囲である(図1)。本調査で得られたルートマップを図2に示す。本地域には西側から塊状の緑色岩を伴う黒色千枚岩層, 塊状粗粒砂岩層, 砂岩優勢砂岩泥岩互層, 細粒砂岩泥岩互層, 珪質頁岩層(凝灰質頁岩を含む)が分布する。

層理面の方向は概ね南北走向, 40~60°西傾斜であり大局的には同斜構造を示す。黒色千枚岩層, 泥岩優勢砂岩泥岩互層などの泥質部には片理面が発達し, その走向傾斜は北東走向, 北傾斜に集中する傾向が認められる。本調査地域ではキंक褶曲, 剪断に伴う引きずり褶曲, 高角剪断面などが局所的に発達する。褶曲の波長は2~3 mm(微細褶曲)から十数mオーダーまでさまざまである。褶曲軸は北北東~北東方向の集中を示し, 褶曲軸面は南北から北北東~南南西走向, 高角で北および南に傾斜する。褶曲軸面のポールはシュミットネット上では西北西~東南東に広がる大円を描く。小規模な断層は調査地域全体に広く発達している。断層の系統を把握するため, 切峰面図を作成したところ, 主要河川と同方向(北西-南東)の断層と, 北北東-南南西方向の断層が推定された。また, 東北東-西南西には強いリニアメントが認められた。これらのうち, 辺野喜川沿いに推定される断層は地層の不連続に調和的である。

## 3. 地層各説

佐手川, 辺野喜川, 宇嘉川において黒色千枚岩層, 塊状粗粒砂岩層, 砂岩優勢砂岩泥岩互層, 細粒砂岩泥岩互層・珪質頁岩層が下流より上流(構造的上位より下位に相当)に向って観察される。これらの各地層について以下に述べる。

### 3. 1 黒色千枚岩層

本層は調査地域の西海岸に沿って南北方向に東西約500mの幅をもって帯状に分布する。その分布域から橋本・中川(1978)の宮城層, Konishi(1963), 木崎ほか(1985)の名護層に相当すると考えられる。片理面の発達した鱗片状にはがれる

千枚岩を主体とするが, 一部は細粒の砂岩層を挟み互層をなす。片理が著しく発達しているため, 層理面を確認することは困難である。凝灰岩と細互層をなすこともあり, 緑灰色を呈することもある。本層は塊状緑色岩をブロック状に含むことが特徴であり海岸線に沿って柱状の塊状緑色岩が観察される。層理面, 片理面は共に北東走向, 北傾斜に集中するが, 一部に系統性がなく, ばらつくものも認められる。強い変形を受け複雑な非対称褶曲を示すことが多い(図3a), 層理面, 片理面にばらつきが現れている可能性が高い。また, 本層の層理面, 片理面には微細褶曲による線構造が発達することがある。本層は調査地域の中で構造的に最上位の地層にあたる。構造的下位の塊状粗粒砂岩層とは, 両層の境界付近での走向, 傾斜が著しく異なるため, 断層, もしくは不整合の関係にあると考えられる。

### 3. 2 塊状粗粒砂岩層

本層は辺野喜集落の北側の林道, 及び宇嘉川・佐手川の downstream など, 高度100m以下の場所に分布する。本層はその分布域から橋本・中川(1987)のイノガマ層, 木崎ほか(1985)の嘉陽層に相当する。宇嘉川や佐手川の downstream に新鮮な状態の良い露頭が存在する。本層は粗粒砂岩を主とし, 部分的に極薄い泥岩層を狭在する。分布域の西側では, 塊状のため堆積面を確認できないが, 東側に向かって, 粒度が小さくなり, 薄泥岩層を挟むことから堆積面が判断できる。西側の塊状砂岩には節理が発達し, ブロック状に産する(図3b)。分布の東西を問わず, 稀に塊状の部分に片理が発達することがあるが, 層理面との関係は不明である。宇嘉川に分布する塊状砂岩層の西側及び佐手川上流には, 粗粒な砂岩中に長径数cm~十数cm, 厚さ数mm~1cmの泥岩のパッチを多く含む岩相が認められる。これは嘉陽層中に認められる乱泥流堆積物と極似しており注目に値する(図3c)。一部の露頭では層理面が北東から北西走向, 南傾斜を示す。露頭スケールでの褶曲や断層などは確認できない。乱泥流堆積物岩体内部の堆積面は塊状の部分に見られるものとは異なり南北走向, 西傾斜を示す。

本層の構造的上位には黒色千枚岩が累重するが,

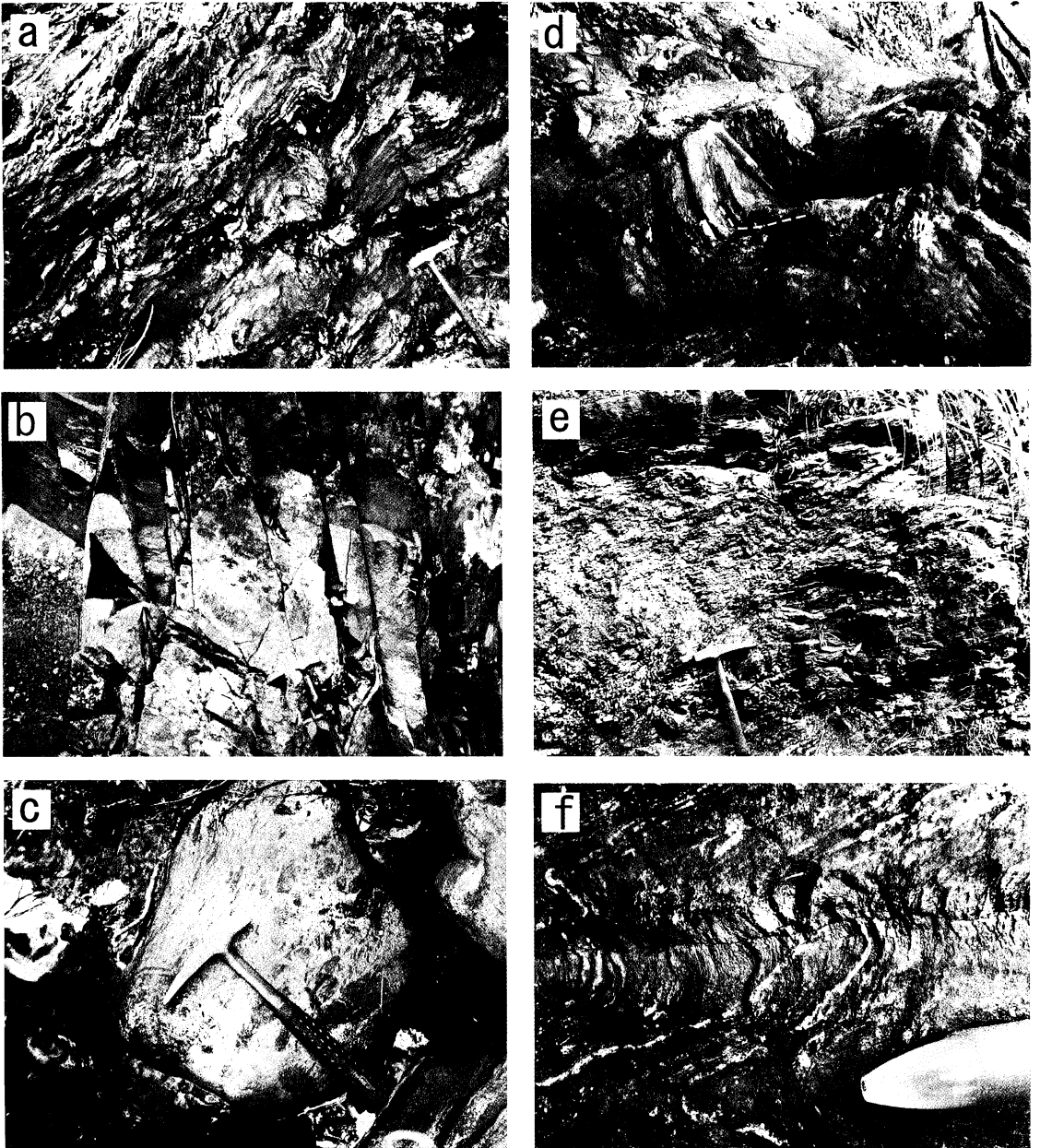


図3. 野外における産状. a) 黒色千枚岩. 非対称褶曲が発達. b) 塊状粗粒砂岩層. 節理が発達し層理面は確認できない. c) 黒色の泥岩パッチを含む砂岩. d) 砂岩優勢砂岩泥岩互層. キンク褶曲が認められる. e) 細粒砂岩泥岩互層. 全体に片理が発達するものの, 1 cm以下の層理面が確認される. f) 珪質頁岩. 石英脈の褶曲.

近接する露頭間の走向傾斜が著しく異なることや、岩相が急激に変化することから、不整合もしくは断層関係にあると考えられる。構造的下位の砂岩優勢砂岩泥岩互層に向かって薄泥岩層が増すことから、それらとは漸移関係にある可能性が高い。

またこの関係は乱泥流堆積物岩体と構造的下位の砂岩優勢砂岩泥岩互層が同じ走行傾斜を示すことから示唆される。

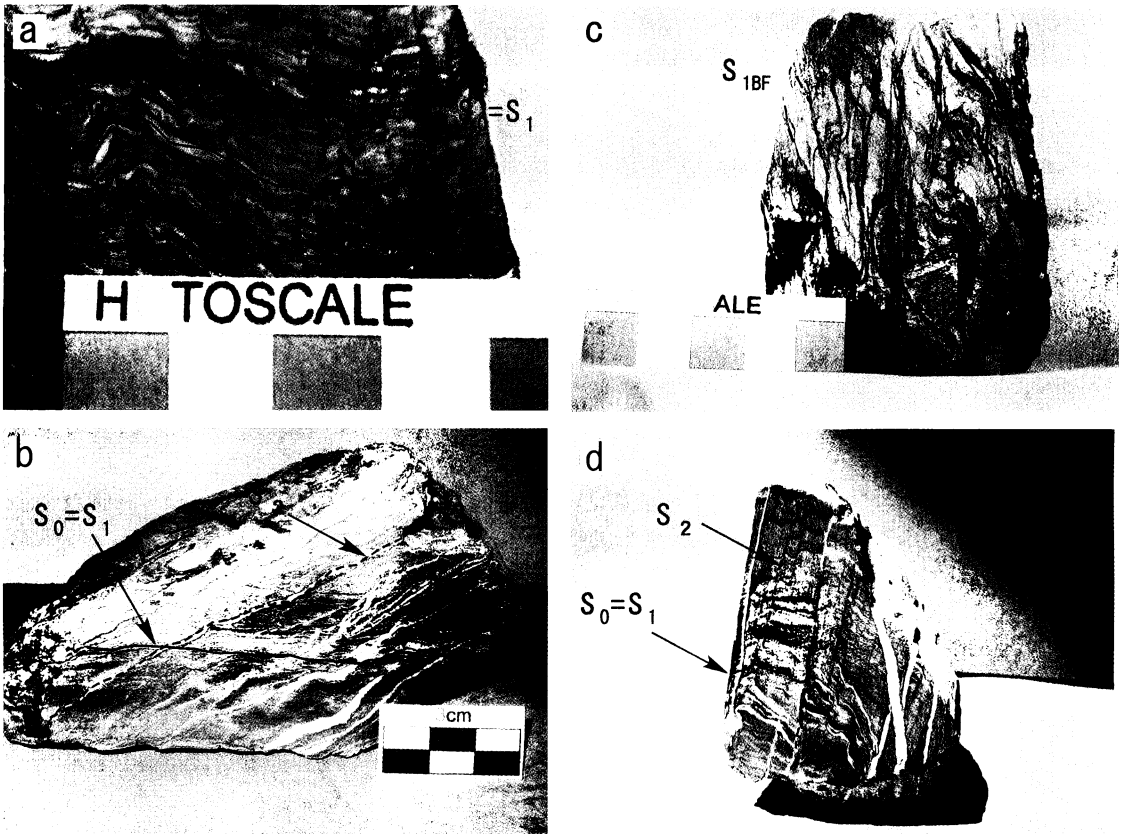


図4. 岩石スラブ写真. a) 高角剪断面が発達し、それに伴う引きずり褶曲が観察される. b) 層理面に斜行して、石英脈 ( $S_2$ ) が発達する. c) 破断砂岩泥岩層. 縦方向に互層が破断され層理面は確認できない. d) 珪質頁岩. 層理面に平行な石英脈 ( $S_1$ ) とそれに対して高角に発達した剪断面 ( $S_2$ ).

### 3. 3 砂岩優勢砂岩泥岩互層

本層は塊状砂岩層の西側に南北方向に帯状に分布する. 層厚は 800m 程度である. 本層はその分布域から橋本・中川 (1978) のイノガマ層, 木崎ほか (1985) の嘉陽層に相当すると考えられる. 佐手川や宇嘉川の中流～上流に保存状態の良い露頭が存在する. 岩相は十数cm～数cmオーダーの層厚をもつ砂岩と数cmオーダーの泥岩が互層する砂岩泥岩互層である. 層理面が明瞭に発達し, キンク褶曲やシェブロン褶曲, 高角断層などが発達する露頭 (図 3 d) と未変形の露頭がある. 分布域の東側, 細粒砂岩泥岩互層に向い, 砂岩を構成する砂粒の粒度が細くなり, 単層の厚さも薄化する傾向が認められることから, 細粒砂岩泥岩互層とは漸移関係にあると考えられる. 層理面は一般に南北走向, 中角～高角西傾斜を示す. 片理面は北東走向, 北傾斜に集中をする. キンク褶曲やシェ

ブロン褶曲の波長は数mオーダーで, 一部の褶曲軸にばらつきが見られるものの, 北北東-南南西方向に集中するものが多い.

本層には破断砂岩泥岩互層が所により確認される. 破断砂岩泥岩互層とは砂岩泥岩互層の層理面が脆性領域下で破断され, 層理面が確認できなくなったものである. 砂岩部がレンズ状に引き伸ばされ, 泥岩部が不規則に引きちぎられ, 入り組んだ形状を示す (図 4 c). 層理面は破断され, 剪断に伴う片理面が発達する. この岩相については露頭で識別することが難しく岩石スラブを作成することで確認可能である.

本層は塊状粗粒砂岩層の構造的下に位置し, 細粒砂岩泥岩互層の構造的上位に位置すると考えられる. 構造的上位の塊状砂岩層から鉱物の粒度が細粒化する傾向が認められることから, 上位層とは整合関係にあると考えられる. また, 構造的

下位の細粒砂岩泥岩互層、珪質頁岩層とは層理面の傾向に変化がないことから、整合関係にあると考えられる。

### 3. 4 細粒砂岩泥岩互層・珪質頁岩層

本層は、砂岩優勢砂岩泥岩互層の東側に2～3 kmの幅を持って帯状に分布する。橋本・中川(1978)の奥層、木崎ほか(1985)の名護層(東側)に相当する。これらは全体として細粒砂岩と泥岩の細互層で構成されるが、所により硬質の珪質頁岩や凝灰質頁岩を狭在することが特徴である。

辺野喜ダム堤体の下流から南東に向けて延びる辺野喜川支流に状態の良い露頭が点在する。細粒砂岩泥岩互層は層厚が1 mm～2 mmの細粒砂岩層に1 mm以下の薄泥岩層を含む細互層である(図3 e)。珪質頁岩層には、再結晶した石英脈が発達することが多く、一部は石英脈がフィッシュ状の形態や褶曲等の変形構造を示すこともある(図3 f)。層理面、片理面の区別は露頭では困難で、岩石スラブを作成することで確認できる。一部に高角剪断面が1～2 cm間隔で強く発達し、層状砂岩と誤認する場合もある(図4 d)。凝灰質頁岩は緑灰色から淡緑色を呈する、非常に細粒の岩石である。露頭では、風化面が黄色を呈し、珪質頁岩に狭在されることからレンズ状の砂岩または、砂岩層と誤認しやすい。片理面は周囲の岩石の層理面の方位と斜交関係にあることが多い。

細粒砂岩泥岩互層と珪質頁岩層では大局的な構造に差異が認められる。細粒砂岩泥岩互層は層理面が南北走向、西傾斜を示し、片理面が北東走向、北傾斜を示す。また、高角の剪断面が規則的に発達し、見かけ上、層理面に見える構造などが認められる。この高角剪断面は北北東走向、西傾斜と北北東走向、東傾斜の異なる2つの方位に集中する。

本層は、砂岩優勢砂岩泥岩互層の構造的下位に位置するが、構造的上位の砂岩優勢砂岩泥岩互層とは走向傾斜が調和的なこと、左手川に見られる破断砂岩泥岩互層のような剪断帯が発達しないことから、整合関係にあると考えられる。

## 4. 岩石各説

### 4. 1 黒色千枚岩層

**黒色千枚岩:** 本岩石は黒色を呈し、剥離性に富む片理面が発達した岩石である。構成鉱物は主としてセリサイト、石英、炭質物からなる。石英の粒径は0.05mm以下でセリサイトの基質中に点在するものと、石英脈として産するものがある。いずれの場合も片理面に沿ってレンズ状に伸張している。セリサイト卓越部には微細褶曲が発達し、明暗の縞模様を呈する。微細褶曲の山や谷が重なり、シアバンドを形成することが多い。

**細粒砂岩:** 本岩石は灰白色を呈し、肉眼で鉱物粒子を確認することは困難である。砂岩の厚さは最大で5 mm程度で薄泥岩・千枚岩と互層する。砂岩部の構成鉱物は石英、白雲母、斜長石からなり、電気石、黄鉄鉱を稀に含む。石英の粒径は0.05～0.1mm程度で淘汰が悪い。一部の石英は層理面と平行にレンズ状に引き伸ばされている。白雲母は粒径0.1mm程度で半自形のものが多いが、一部はフィッシュ状の形状を示し、層理面に斜交して配列するものもある。重鉱物のほとんどは他形であり、円磨されている。泥質部は主にセリサイトからなり、堆積面にはほぼ平行に配列する。

**緑色岩:** 本岩石は中粒から細粒の岩石で、淡緑～濃緑色を呈する。構成鉱物は緑泥石、緑廉石、アクチノ閃石からなり、副成分鉱物として不透明鉱物が含まれる。緑泥石の基質中に粒状の緑廉石と針状のアクチノ閃石が不規則に配列する。緑廉石の粒径は0.05mm～0.1mm程度、アクチノ閃石は粒径0.1mm～0.2mm程度である。

### 4. 2 塊状粗粒砂岩層

**塊状粗粒砂岩:** 本岩石は灰色を呈する粗粒な岩石である。肉眼で鉱物粒子を確認することができ、所により1 mm～3 mm程度の泥岩のパッチを含む。構成鉱物は石英、斜長石、炭質物、白雲母からなり、副成分鉱物としてジルコン、不透明鉱物を含む。鉱物の淘汰は全般に悪く、いずれも角ばった形状を示す。塊状粗粒砂岩

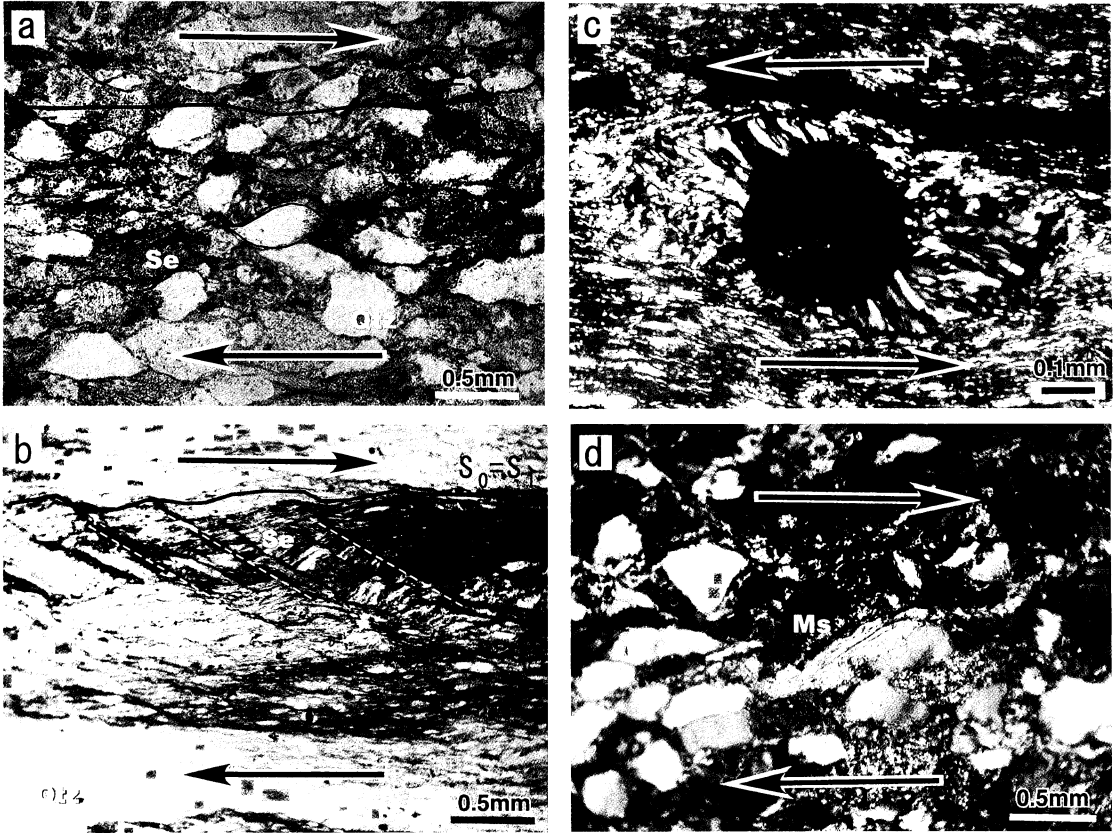


図5. 微細変形構造薄片写真. a) 石英 (Qtz)、セリサイト (Se) の斜交配列. 石英粒子が変形により伸張している. b) シアバンド、泥質部に多く見られる微細褶曲の山同士、谷同士が重なり合っ作する構造. c) 黄鉄鉱プレッシャーフリンジ、矢印の方向に引きずりを受け、黄鉄鉱の周囲に生じたゆがみの中に石英などが外側から成長して形成される. d) 白雲母 (Ms) フィッシュ、矢印の方向に引き伸ばされた形状を示す.

中には厚さ 5 mm 程度の泥岩片をパッチ状に含むことがあり、これらは規則的に配列することから堆積面に相当すると考えられる. 泥岩片は石英、斜長石、セリサイト、白雲母、緑廉石、緑泥石からなり、鉱物自体の淘汰は全般に悪い. 所により再結晶鉱物の引きずりなどの変形構造が観察されるが、その剪断センスは一様ではなく、同一薄片中で複数の方向を示す.

#### 4. 3 砂岩優勢砂岩泥岩互層

層状砂岩泥岩互層: 暗灰色から灰白色を呈す砂岩部と黒色の泥岩部からなる. 互層の程度は 10~数cmオーダーで、砂岩部は石英、白雲母、斜長石、緑泥石からなり、ジルコン、電気石、黄鉄鉱などの重鉱物を含む. 石英の粒径は

0.1mm 程度である. 石英や斜長石の淘汰は悪い. 白雲母は半自形の粒子として産するが、粗粒な粒子は堆積構造と斜交配列する場合が多いため、碎屑性粒子であると考えられる. また、石英、白雲母、黄鉄鉱による微細変形構造がしばしば観察される. 泥岩部は主にセリサイト、石英からなり、黄鉄鉱やセリサイトには微細変形構造が発達する.

破断砂岩泥岩互層 (ブロークンフォーメーション): 砂岩部、泥岩部の構成鉱物は層状砂岩泥岩互層と同様であるが、剪断面に沿って著しく細粒化した石英が認められる. 砂岩部では堆積構造が乱され、鉱物粒子が不規則に配列している. 1~2 cm程度の厚さをもつ砂岩層の中心部では粒度が大きく、泥岩層との境界に近づくにつれて粒度が小さくなる傾向が



認められ、変形に伴い細粒化した可能性が示唆される。

#### 4. 4 細粒砂岩泥岩互層、珪質頁岩層

**細粒砂岩泥岩互層**：本岩石は灰色または、黒色を呈する岩石で、1～2mmオーダーの細粒砂岩と泥岩の細互層からなる。一般に、細粒砂岩が優勢で、泥岩は薄層として狭在されることが多い。層理面に沿って容易に剥離する。鏡下において高角の剪断面(図4a)や、微細なキंक褶曲、層内褶曲などが観察される。砂岩部は石英、白雲母、斜長石、緑泥石からなり、ジルコン、電気石、黄鉄鉱などの重鉱物を含む。石英の粒径は0.01mm程度のもが多い。泥岩部はセリサイトの濃集層として観察され、セリサイトからなる基質中に石英、白雲母、黄鉄鉱などの粒子が散在する。変形組織には石英粒子の引きずりなどがよく観察され(図5a)、泥岩部にはシアバンド(図5b)、セリサイトのキंक褶曲、節理を充填した石英脈、黄鉄鉱の周縁にはプレッシャーフリンジ(図5c)などが観察される。

**珪質頁岩層**：本岩石は黒色を呈する岩石である。露頭において明瞭な堆積構造は確認されず、野外で層理面、片理面の区別を行なうことは困難である。岩石スラブを作成することにより頁岩と泥岩の細互層が確認される(図4d)。一般に石英脈が発達することが多く、その一部は高角剪断面に沿って発達し片理面として認定される。細粒緻密で片理面に剥離性が見られないことから、黒色千枚岩と区別できる。構成鉱物は石英、セリサイト、白雲母、斜長石からなり、稀に黄鉄鉱を含む。石英は粒径0.01mm程度で円磨された形状を示し、セリサイト中に点在する。石英および白雲母は層理面方向にレンズ状に引き伸ばされている。

**細粒砂岩頁岩互層**：本岩石は灰色からごく薄い緑色の細粒砂岩層に0.1～1.0mm程度の間隔で薄頁岩層が細互層する。細粒なため、鉱物粒子を肉眼で確認することは出来ない。岩石スラブを作成することで層理面を確認することが可能である。片理面の発達は弱く、概ね層理面に平行である。構成鉱物は石英、斜長石、

セリサイト、緑泥石、白雲母からなり、副成分鉱物としてジルコン、黄鉄鉱、黒雲母(碎屑性)などが稀に観察される。石英は0.05mm程度の粒径を示す。石英、斜長石の粒子は層理面方向に引き伸ばされた形状を示す。白雲母はフィッシュ状の形状を呈する粒子が多く観察される(図5d)。薄頁岩層はセリサイトからなり、堆積面にほぼ平行に配列する。

**凝灰質緑色片岩**：緑灰色から淡緑色を呈する岩石で、主に石英、斜長石、緑泥石、方解石からなり。副成分鉱物として、ジルコン、不透明鉱物を含む。粒径0.01mm程度の石英、斜長石の粒子がまばらに存在し、その間をごく微細な緑泥石、セリサイトからなる基質が充填している。一部に鉱物粒径の変化による面構造が確認されること、斜長石、緑泥石に富むことから、凝灰質な堆積岩が変成作用を受け形成した岩石であると推定される。鉱物の組成分析を行なったところ、斜長石はほぼ純粋なアルバイトであることが明らかとなった。

## 5. 地質構造

### 5. 1 広域地質構造

本調査地域に見られる地質構造について、野外における測定に加え、定方位岩石試料を採取し岩石スラブを作成して詳細な解析を行った。構造要素として面構造、線構造、剪断センスについて観察を行った。層理面については岩石スラブ観察により同定した。本論では各面構造を $S_0$ 、 $S_1$ 、 $S_{1BF}$ 、 $S_2$ に区分し、それぞれの面構造が形成した変形作用を $D_1$ 、 $D_{1BF}$ 、 $D_2$ とした。 $S_0$ 面は層理面に相当するが砂岩泥岩互層などの層理面が明瞭に確認できるものに対して用いた。 $S_1$ 面は片理面であり変成鉱物により形成された面構造である。多くの場合、 $S_0$ 面と $S_1$ 面は一致するが、堆積構造が確認できないもの(特に泥岩優勢岩類)などについては $S_1$ 面のみとした。これら片理面(概ね層理面)に平行な変形を $D_1$ と定義した。 $S_{1BF}$ 面は破断砂岩泥岩互層など層理面が破碎され確認できなくなった岩石に発達した片理面である。この片理面に平行なセンスを示す変形を $D_{1BF}$ と定義する。 $S_2$ 面は片理面( $S_1$ 面)に対し高角に斜交

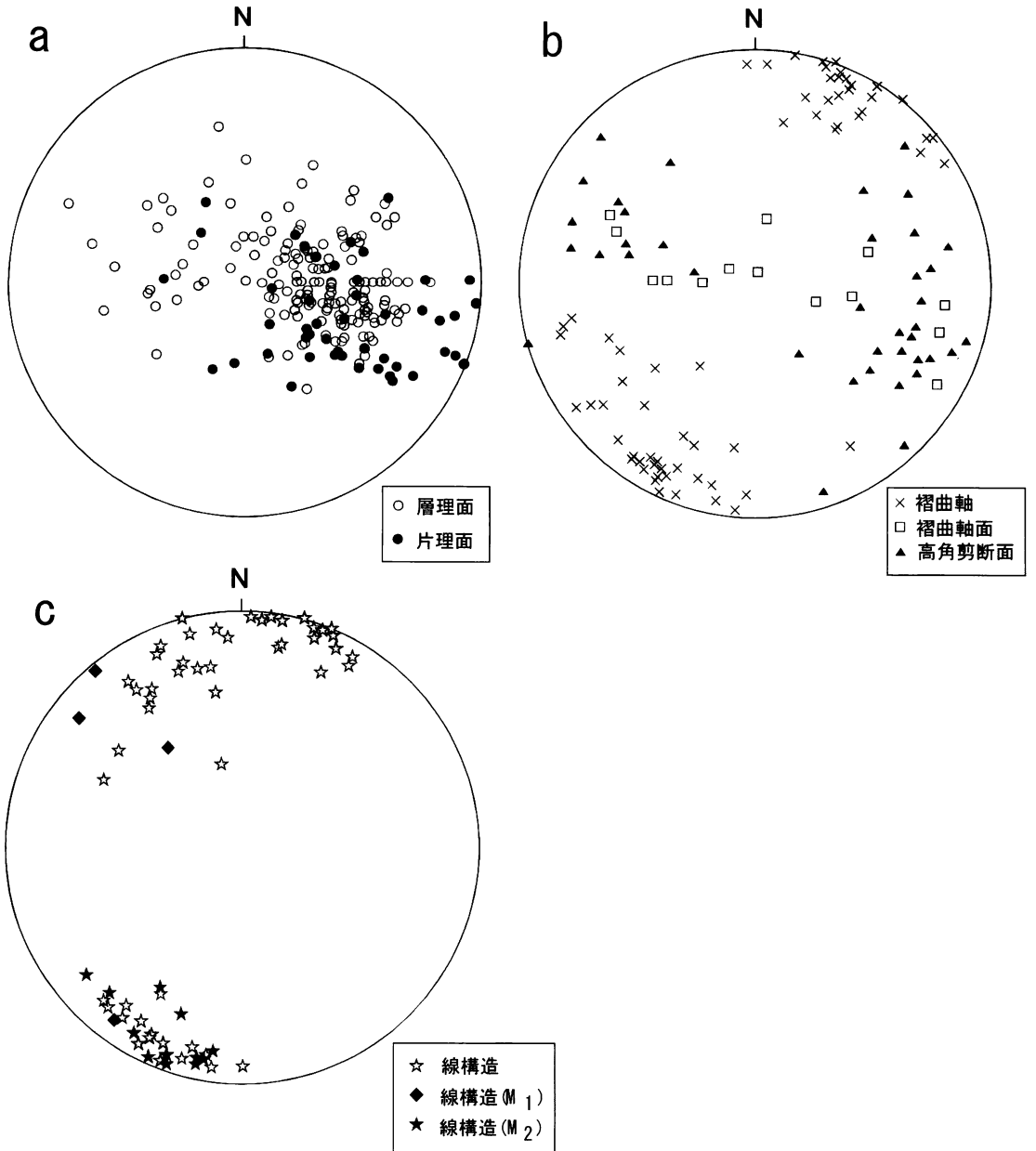


図6. 地質構造データ (全域). a) 層理面, 片理面の $\pi$ ポールダイアグラム, b) 褶曲軸, 褶曲軸面, 高角剪断面, c) 線構造 (シュミットネット下半球投影図).

して発達した面構造であり, 引きずり褶曲を伴う剪断面である. この変形を $D_2$ として区分した.

調査地全域で測定した層理面, 片理面の $\pi$ ポールダイアグラムを図6aに示す. 多くの場合, 層理面と片理面は一致することがわかる. 層理面は北北東~南南西走向, 中角で西傾斜に集中するも

の多いが, 西北西から東南東にかけての大円が認められる. この傾向は南南西に軸を持つ大規模な褶曲の存在を示唆している. 一方, 片理面は北東~南西走向, おおむね北西に中角~高角度で傾斜するものが多い. 砂岩泥岩互層などの層理面に由来し, ほぼ層理面と平行に発達した片理面 (こ

ここでは層理面としてプロット)と黒色千枚岩, 砂岩泥岩互層中の泥岩層, 珪質頁岩層に発達する片理面の方位は若干異なる傾向を示すことがある。これについては, 後で詳しく述べる。

調査地域ではキंक褶曲, 剪断に伴う引きずり褶曲などの褶曲構造が観察される。これらの褶曲構造(褶曲軸, 褶曲軸面)と高角剪断面のデータを図6bに示す。褶曲軸は北北東~南南西に集中しており, 層理面, 片理面の大円から推定される軸に概ね一致している。褶曲軸面のポールは西北西-東南東にかけて広がる大円を示し, 褶曲軸面が曲げられている可能性が示唆される。高角剪断面については北北東走向, 高角東傾斜と高角西傾斜の2つの傾向を示している。これら2つの集中は共役系である可能性が高い。

線構造については, 縮緬皺劈開, 片理面上に発達する線構造を図6cにプロットした。一部には同一面上に二方向発達するものが認められ, 過去に異なる方向の変形運動が存在したことを示唆している。変形ステージとの対応を考慮し, 同一面上に発達するもののうち, 高角剪断面と無関係に発達した線構造を  $M_1$  とし, 高角剪断面上に発達する線構造と微細なキंक褶曲の軸を  $M_2$  として区別した。区別できないものについては線構造としてプロットしている。多くの線構造は北北東, 南南東に集中するものが多く, 褶曲軸に概ね一致していることがわかる。しかし, 線構造  $M_1$  及びその他のものは北西方向に集中する傾向も認められ, 片理面形成時の運動は北西にトレンドを持つ可能性が挙げられる。

## 5. 2 変形微細構造と剪断センス

片理面については前述したように  $S_1$ ,  $S_{IBF}$ ,  $S_2$  の3つに区分したが, これらの特徴を把握するために顕微鏡による観察を行った。それぞれの面構造の変形センスを明らかにするとともに, 構成鉱物の同定も合わせて行った。変形センスの認定には以下のような鉱物の非対称組織を用いた。

石英粒子の周囲に左右非対称の鉱物非対称組織が発達する場合があります。本論では石英粒子の非対称組織とした。層理面, 片理面に平行か, もしくはわずかに斜交する引きずりを示すことが多い。一般に砂質部が卓越する層内に多く観察される

(図5a)。層理に平行な片理面の変位を示すことから, おもに  $D_1$  変形を特徴づけるものである。

黄鉄鉱は顕微鏡下において正方形, または長方形の不透明鉱物として認識されるが, その周縁には変形に伴う扇状の組織(プレッシャーフリンジ)が発達することがある(図5c)。直交ニル下で確認可能で, 周囲に発達する組織の形状は様々だが, その内部に発達する弧によって剪断センスを決定することができる。多くの場合, 片理面に平行に発達することから  $D_1$  変形を特徴づける組織と解釈される。

層理面や片理面に対してわずかに斜めに配列した白雲母が確認されるが, その上下が変形に沿って引き伸ばされ紡錘形を示すことがある。形状が魚に似ていることからマイカフィッシュと呼ばれている(図5d)。泥岩優勢砂岩泥岩互層にしばしば観察され, 砂質部, 泥質部の両方に発達する。層理に平行な変位を示すことから, 主に  $D_1$  および  $D_{IBF}$  に相当する変形によって形成されたと考えられる。

マイカフィッシュなどが連続して配列し層理面や片理面に斜交する構造を形成することがある。本研究ではシアバンドとして認定した。泥岩層によく観察され, セリサイト卓越層内では微細褶曲の重なりとして形成されることもある(図5b)。層理面に平行な変形を示すため,  $D_1$  に相当する変形センスによって形成されたと考えられる。佐手川中流域のサンプルに観察され, 上盤東向きを示す。

石英や白雲母などの鉱物が層理面と斜交して配列する場合があります。石英に発達する非対称構造が重なり層理面と斜交して線構造を形成する。この石英および白雲母の斜交配列に基づき剪断センスを認定した。多くはマイカフィッシュや黄鉄鉱の非対称構造と同じセンスを示すことが明らかになった。以上の微細変形構造より得られたデータに基づき, 剪断センスを地図上にプロットしたものを図7aとbに示す。図7aには  $D_1$  センス, 図7bには  $D_2$  センスをそれぞれ示した。

$D_1$  センスについては, 層理面・片理面に見られるセンスを  $D_1$ , 破断砂岩泥岩互層に発達する片理面に見られる剪断センスを  $D_{IBF}$  と区別したが,  $D_{IBF}$  センスは7地点について判定可能で,

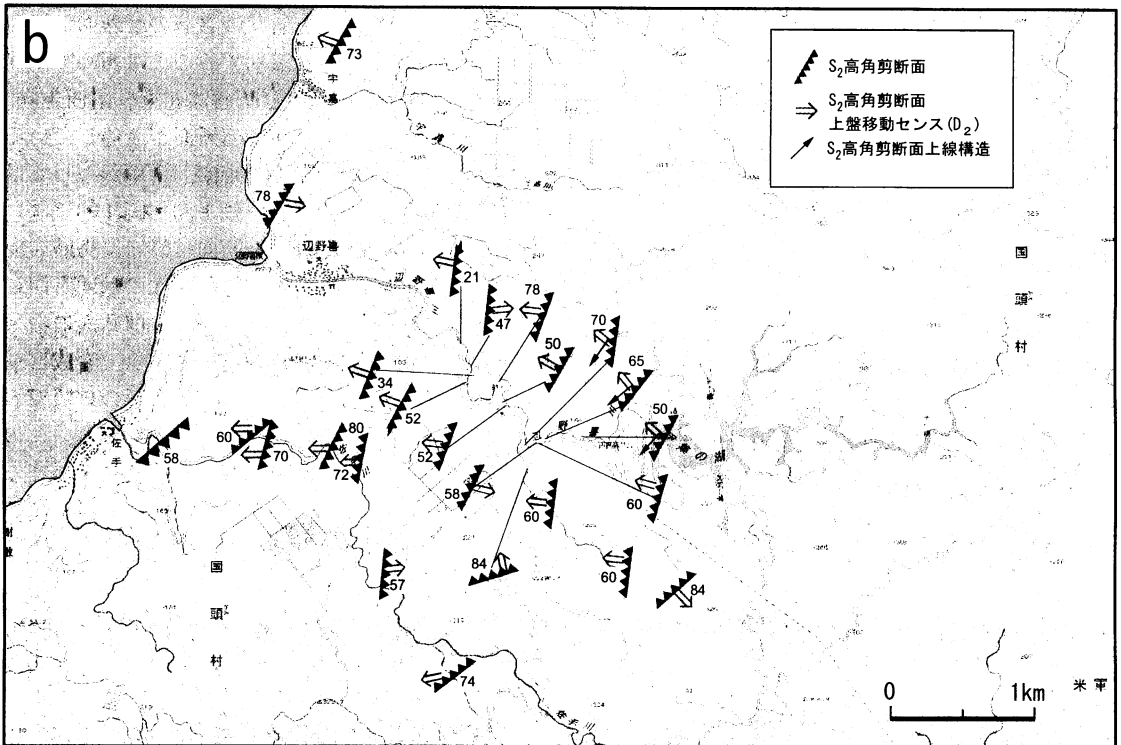
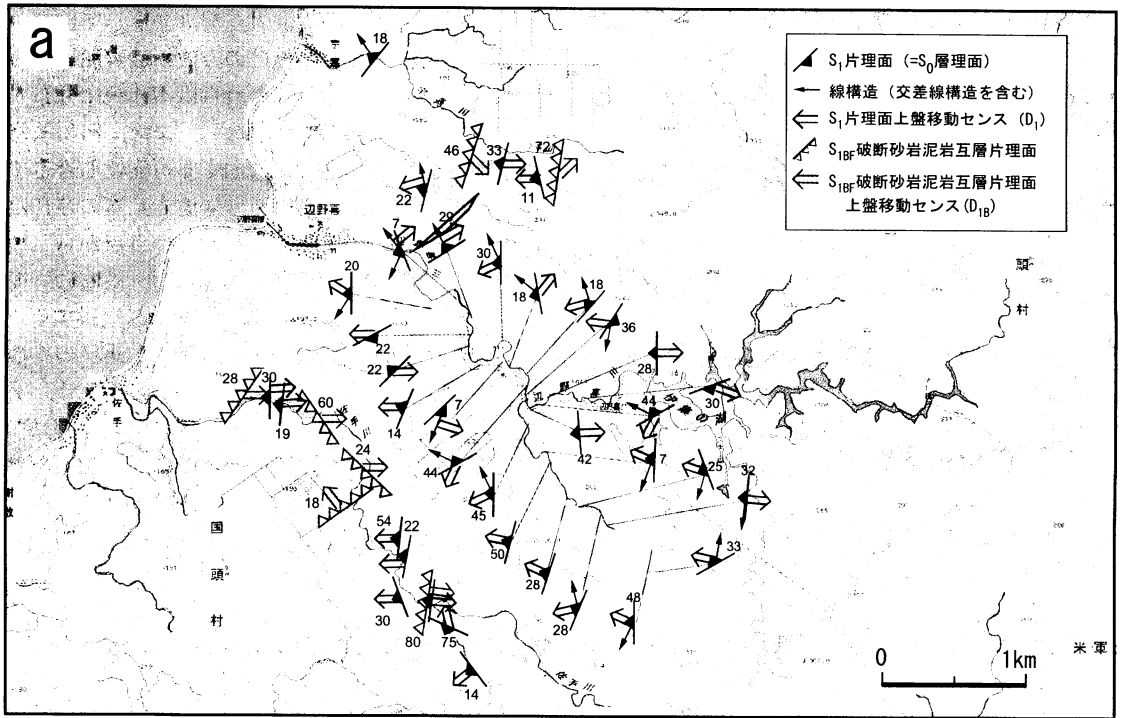


図7. 剪断センスの分布. a)  $S_1$ ,  $S_{1BF}$  片理面の分布と移動センス, b) 高角剪断面の分布と移動センス.

そのうち、6地点について、上盤東の衝上センスが得られた。佐手川中流の1地点では剪断センスが逆転している。D<sub>1</sub>センスは37地点について判定可能で、そのうち、12地点で上盤東向きの衝上センス、25地点で上盤西向きの正断層センスを示すことが明らかになった。全体的に正断層センスを示すものが多いが、一部は衝上センスを示す。剪断センスの逆転に規則性は見られず、無作為に分布している。

D<sub>2</sub>センスについては24地点で剪断センスの判定が可能で、19地点で上盤西向き、5地点で上盤東向きの剪断センスが得られた。調査地の海岸側と内陸側で剪断面の傾斜の向きが異なる傾向があり、海岸側では北北東走向、東傾斜、内陸側には北北東走向、西傾斜が分布している。上盤西向きの剪断センスは調査地域全体に分布しており、一部に逆転が見られる。近接した露頭でも剪断センスの逆転が確認されるが、この逆転に関して規則性は認められない。

## 6. 考察

### 6. 1 破断砂岩泥岩互層と初期変形作用

今回の調査では、破断砂岩泥岩互層を7地点から見出し、その剪断センスについて測定を行った。破断砂岩泥岩層（いわゆるブロークン・フォーメーション）は砂岩泥岩互層が変形で引きちぎられ、レンズ状になったものであり、かつてはメランジェとして認定されてきた。今回、砂岩優勢砂岩泥岩互層中に産することが明らかになった。これらは堆積構造が消滅していること、不規則な形状の剪断面を含むことから初期変形により形成したものであると考えられる。S<sub>2</sub>面構造は早期に形成したS<sub>1</sub>面構造を高角に剪断し、かつ系統的に発達する面構造である。これは続成作用、変成作用が十分に進行した後の変形として認識されるが、破断砂岩泥岩互層はその形態に基づくと、それ以前に形成されたと考えられる。

調査地域内の佐手川ならびに宇嘉川において破断砂岩泥岩互層を確認したが、その中間に位置する辺野喜川では破断砂岩泥岩互層を確認することはできなかった。辺野喜川の中流・上流域には細粒砂岩泥岩互層、珪質頁岩層が分布するが、い

れの岩相にも破断砂岩泥岩互層は発達していない。このことは、特定の岩相にのみ破断砂岩泥岩互層は発達する、もしくは、これらは不連続に分布することがその理由かもしれない。また、河川改修による露頭条件の悪さに起因する可能性も否定できない。しかし、この破断砂岩泥岩互層の存在は初期変形作用時の剪断帯の発達という点から、地質構造過程を紐解く上で重要である。破断砂岩泥岩互層には北西～南東走向、高角で西傾斜する片理を持つものと、北東-南西走向、北傾斜の片理を持つものの2種類が確認される（図7a）。北西～南東走向、高角西傾斜の片理を持つものについては2試料、北東～南西走向、北傾斜のものは5試料を採取した。スラブや顕微鏡下観察を行なった結果、剪断センスは上盤東または北の衝上センスを示すものが多いことが明らかになった。

### 6. 2 高角剪断面と後期変形作用

地層各説でも述べたが、細粒砂岩泥岩互層、珪質頁岩層には、1cm～20cm間隔で高角の剪断面が発達する。それらは、層状砂岩層の層理面に極似しているため、野外で識別することは極めて困難である（図4b）。この剪断面は北東～南西走向、高角で北に傾斜する。この剪断面が発達している地層の層理面は北東～南西走向、南傾斜もしくは南北走向、東傾斜を示し一般走向と調和的でない場合がある。また、この剪断面は砂岩優勢砂岩泥岩互層の中に観察されるキंक褶曲の軸面と同じトレンドを示す（図6b）。これらの剪断面に沿って鉱物の再配列が観察されることから、変成ピーク後の変形であると予想される。一部の珪質頁岩には高角の片理面が発達することが多いが、この剪断面に由来する可能性が高い。野外においてこれらの剪断面を明確に識別することは困難であることから、過去の研究で報告されたデータの一部を再検討すべきかもしれない。

本研究において、測定した高角剪断面はシュミットネット上で二点に集中する。また、その運動は正断層センスを示すものが多い。このことから、高角剪断面を形成した変形作用D<sub>2</sub>はほぼ鉛直方向の圧縮、水平方向の伸張であると考えられる。また、高角剪断面は二点に集中する傾向があるが、褶曲軸面はシュミットネット上で大円を描く。こ

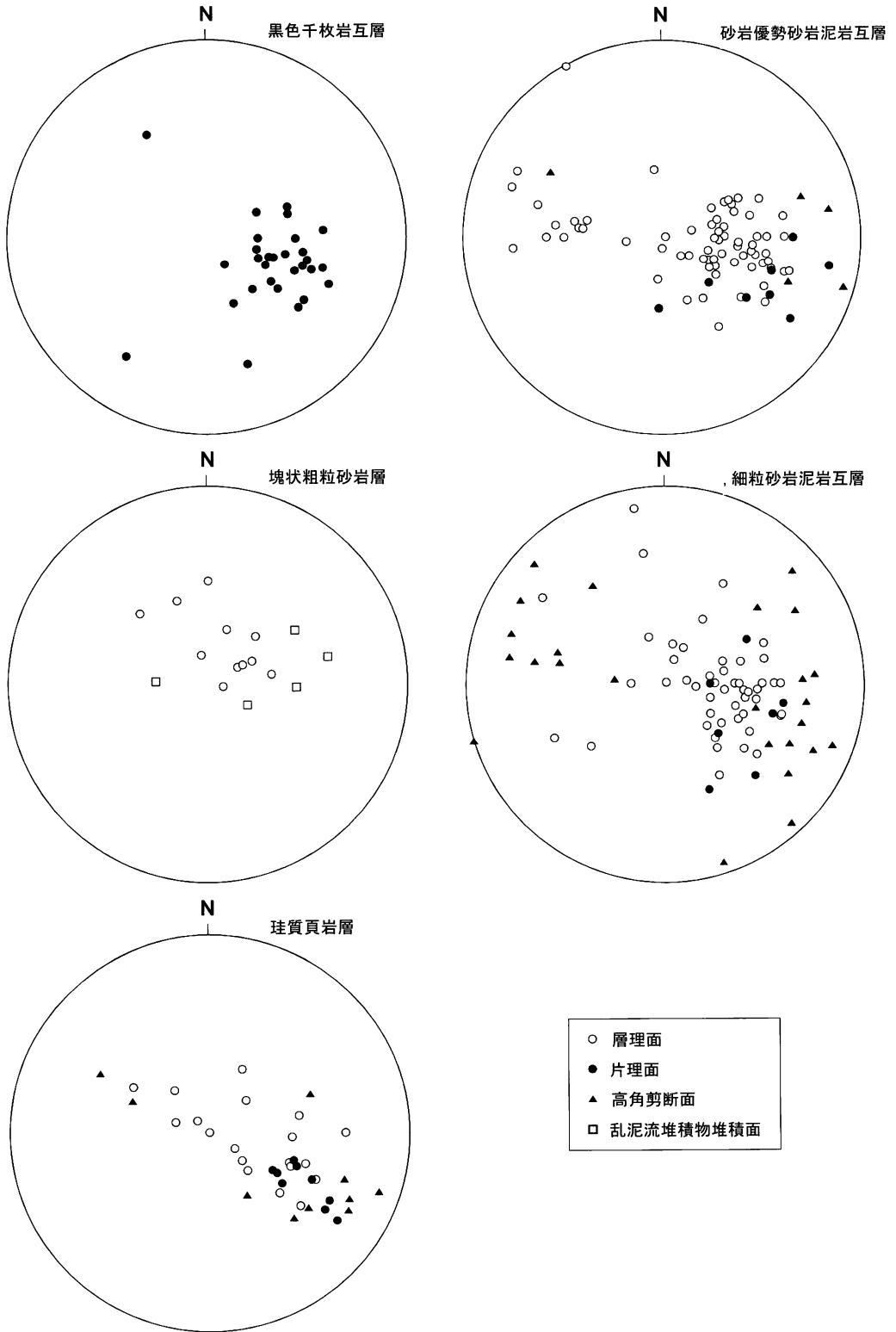


図8. 地質構造データ (岩相ごとに再プロット).

のことはキンク褶曲を除く非対称褶曲はこの変形作用  $D_2$  によって再変形した可能性が高い。その詳細については今後、検討する必要がある。

### 6. 3 片理面と層理面の斜交関係

調査地域全域の構造データについて  $\pi$  ボールダイアグラムを作成すると層理面と片理面の集中する傾向に差異が認められた (図 6 a)。そこで差異を明確にするため、各岩相について、その層理面、片理面を区別して再プロットした (図 8)。本調査地域において、塊状粗粒砂岩や珪質頁岩に認められる層理面は水平に近い方位を示すものがある。一方、黑色千枚岩に発達する片理面や砂岩優勢砂岩泥岩互層や細粒砂岩泥岩互層に認められる片理面は層理面よりも集中する傾向が強く、より高角に傾斜している。そのトレンドは北北東～南南西方向から北東～南西方向の領域に集中する。この傾向は調査地域全域のプロットにも示されている。したがって、初期に形成した片理面  $S_1$  と層理面とは斜交関係にあると考えられ、片理の発達が悪い塊状粗粒砂岩や珪質頁岩には初生的な堆積面が残存していると予想される。本調査地域に分布する地層は本来、南北に近い方向に帯状に分布していたと考えることができる。厚い泥岩や黑色千枚岩中に発達した片理面は、本来の層理面を完全に改変した面構造である可能性が高い。また、破断砂岩泥岩互層はこの片理面を形成した変形が集中した剪断帯の一部であると考えられる。

### 6. 4 地質構造発達モデル

今回得られた調査結果を基に作成した地質図を図 9 に示す。この地質図は、切峰面図による推定断層と破断砂岩泥岩互層に発達する剪断面 (剪断帯) の分布を考慮して作成した。剪断帯により各地層が分断されていると考えることで、地層の分布の連続性を説明することが可能である。各地層間の関係として、構造的な下位より、珪質頁岩層、細粒砂岩泥岩互層、砂岩優勢砂岩泥岩互層、塊状粗粒砂岩、黑色千枚岩が累重するが、黑色千枚岩と塊状粗粒砂岩の間には断層が存在する可能性が高い。一方、細粒砂岩泥岩互層、砂岩優勢砂岩泥岩互層、塊状粗粒砂岩については構成鉱物の粒度変化が漸移的であることから、整合関係にあると

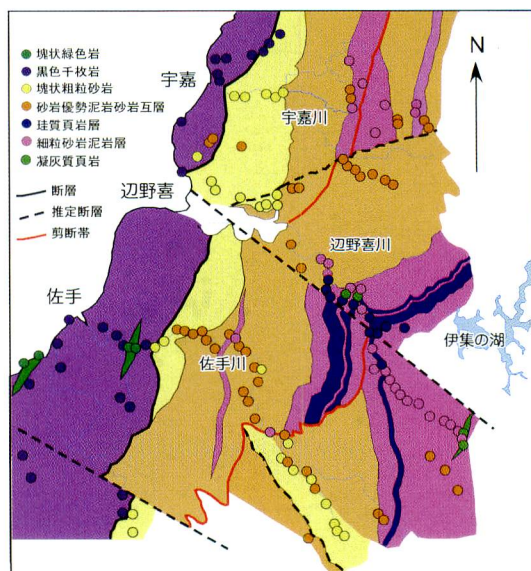


図 9. 本調査により推定される地質図。

考えられる。これらは、先述した剪断帯と断層により分断され、いくつかの構造の異なるユニットに区分されていると考えられる。以上のことを踏まえ、本地域における予察的な地質構造発達過程の概略を図 10 に示す。まず、大陸縁の沈み込み帯において付加体が形成される。その初生的な面構造は南北方向、西傾斜と考えられる (図 10a)。北西-南東方向から剪断作用が生じ、片理面  $S_1$  が発達した。これらの多くは層理面に平行であったが、一部には初生的な面構造を改変して片理を形成した。また、この剪断が集中した場所では破断砂岩泥岩互層が発達し、地質体の分断が起こった。剪断面はセリサイトから構成されていることから考えると、変成ピーク時に形成した可能性が高い (図 10b)。その後、岩石が十分に固結した後、ほぼ鉛直方向の圧縮、水平方向への伸張により高角剪断面やキンク褶曲が発達したと考えられる (図 10c)。さらに沖縄島を隆起させた第四紀断層の活動によりブロック化が進んだと予想される。

今後、今回得られた地質発達過程が沖縄島北部地域の広い範囲に適応可能であるかを検討する必要がある。特に破断砂岩泥岩互層から推定される剪断帯の存在は地質体の連続、ならびに運動像を理解するうえで重要と思われる。

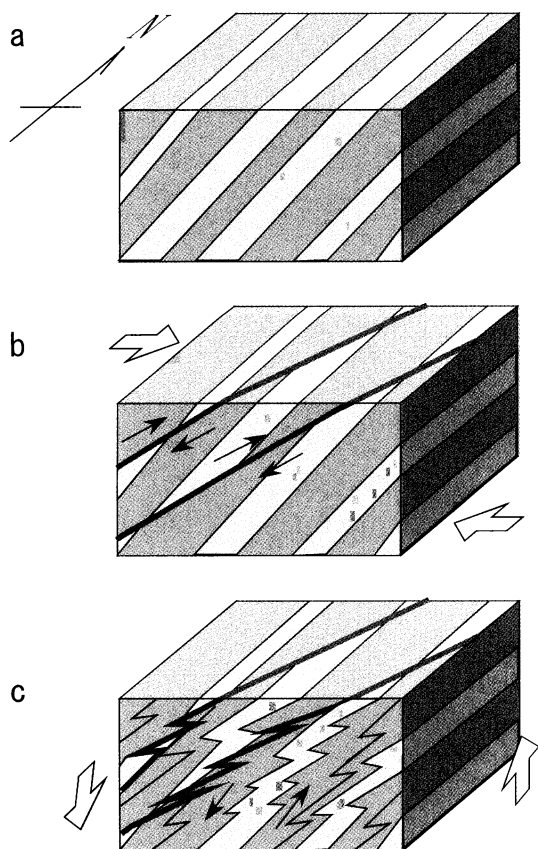


図10. 地質構造発達概念図。a) 付加体の形成と南北走向、西傾斜の初期面構造形成、b) 北西-南東方向からの変形。破断砂岩泥岩互層の形成、c) 垂直方向の圧縮と水平方向への伸張。キンク褶曲および高角剪断面の形成。

### 謝 辞

本研究は城間吉主が琉球大学教育学部、大学院教育学研究科在学時に行った卒業研究、修士論文の一部である。野外調査に際して山里健氏、峰光一氏に協力していただいた。本研究を進めるにあたり科学研究費補助金(課題番号:20300261代表:松田伸也, 課題番号:17253005代表:小山内康人)の一部を使用した。ここに心より感謝申し上げる。

### 引用文献

Flint, D.E., Saplis, R.A. and Corwin, G. (1959) Military geology of Okinawa jima, Ryukyu-retto. (5) Intell. Division

Engineering HQ, USAP with USGS, 88pp.  
 橋本修一・中川久夫(1978) 沖縄本島北部の地質Ⅲ. 琉球列島の地質学的研究 3, 23-29.  
 木崎甲子郎・大城逸朗(1977) 琉球列島の古地理. 海洋科学シンポジウム「琉球列島の地質」9, 542-549.  
 木崎甲子郎編(1985) 琉球弧の地質史, 沖縄タイムス社, 93pp  
 Konishi, K. (1963) Pre-Miocene basement complex of Okinawa and the tectonic belt of the Ryukyu Island. Sci. Rep. Kanazawa Univ., 8, 569-602  
 遅沢壮一・橋本修一・吉田和郎・箕浦幸治・中川久夫(1977) 沖縄本島北部の地質Ⅱ, 琉球列島の地質学的研究 2, 35-40.  
 Schoonover, M and Osozawa, S. (2004) Exhumation process of the Nago subduction-related metamorphic rocks, Okinawa, Ryukyu island arc. Tectonophysics 393, 221-240.  
 高橋治郎・鹿島愛彦(1980) 沖縄本島北部の地質と構造. 琉球列島の地質学的研究 5, 21-26.  
 高見美智雄・竹村理沙・西村祐二郎・小島央彦(1999) 中琉球, 沖縄諸島のジュラ紀~白亜紀古世付加コンプレックスにおける海洋プレート層序の復元とユニット区分. 地質学雑誌, 105, 866-880