天山山脈中部，独山子-クーチャ・ハイウェイ沿いの地質概要

大 藤 茂* 加 藤 丈 典** 上 野 貴 司**
川 井 奈 緒 美** 平 井 喜 郎***

Geological Outline along the Dushanzi-Kuqa Highway, Middle Tianshan Mountains

Shigeru OTOH*, Takenori KATO**, Takashi UENO**,
Naomi KAWAI** and Yoshiro HIRAI***

Abstract

Geological outline of the Tianshan Mountains is described along the Dushanzi-Kuqa Highway, Xinjiang-Uygur Autonomous Region, west China. The area is mainly occupied by Paleozoic sediments. On the basis of the lithology of the sediments and left-lateral shear zones, the area is divided into three belts: Erenhabirga-Borohoro-Yining, Narat-Erbeng-Harke, and Tarim belts from north to south. The Erenhabirga-Borohoro-Yining Belt is characterized by intermediate to felsic volcanoclastic rocks of Devonian to Carboniferous time, and has an affinity of continental arc or island arc. The Erenhabirga-Borohoro-Yining Belt is bounded from the Narat-Erbeng-Harke Belt by an E-trending, sinistral mega shear zone: the Narat Mountain shear zone. The Narat-Erbeng-Harke Belt has an affinity of carbonate shelf, and mainly comprises Silurian to Carboniferous limestone sequence with mafic volcanic layers in Lower Devonian horizon. The Narat-Erbeng-Harke Belt is bounded from the Tarim Belt by the Tarim northern margin shear zone. The Tarim Belt is characterized by Devonian red sandstone showing a continental depositional environment. We interpret that these three belts, formed under different Paleozoic sedimentary environments, were tectonically rearranged by huge sinistral strike-slip faults at the end of Paleozoic time.

Key words : China, Tianshan Mountains, Paleozoic, stratigraphy, shear zone, tectonics

キーワード：中国，天山山脈，古生界，層序，剪断帯，テクトニクス

I. はじめに

1996年8月に中国の北京で第30回万国地質学会議が開催され，会議の前後には中国各地でそれぞれ約1週間の巡検が催された。筆者らは，会議

後の8月15日～22日に天山山脈を横断する巡検(T364)に参加した。広大な天山山脈のうち，我々が見たのはごく一部分に過ぎない。しかし，当地域については地質の記載が少なく(Nie *et al.*, 1990)，日本の地質研究者にもあまり馴染みのな

* 富山大学理学部

** 名古屋大学大学院理学研究科

*** 株式会社ジオベック

* Faculty of Science, Toyama University

** Graduate School of Science, Nagoya University

*** GEO-PEC Co., Ltd.

図 1 巡検ルート周囲の地形と、大規模剪断帯の分布。

Fig. 1 Index map showing the topography and major shear zones around the excursion route.

い地域かと思われる。そこでここに敢えて拙文を記し、その地質概要を報告する次第である。

天山山脈は、中国北西部の新疆 (Xinjiang) ウイグル (維吾爾: Uyghur) 自治区を南北に分ち西方はロシアにまで及ぶ大山脈で、東西約 1,500 km、南北最大 400 km のひろがりを持つ。山脈の北にはジュンガル (准噶爾: Junggar) 南にはタリム (塔里木: Tarim) の広大な盆地が広がり、東からはトルファン (吐魯蕃: Turfan) 西からはイーリー (伊犁: Ili) の狭長な盆地が山脈に入り込む (図 1)。

巡検は 6 泊 7 日の日程で行なわれた。コースは、上記自治区の区都ウルムチ (烏魯木齊: Urumqi) を起点とし、ほぼ天山北路沿いに約 250 km 西方の町独山子 (Dushanzi) へ進み 1 泊。そこから天山山脈を横切る独山子-クーチャ (庫車: Kuqa)・

ハイウェイ (約 500 km) を 3 泊 4 日かけて南下し、主要な観察を行なったのちクーチャで 1 泊。そこからほぼ天山南路沿いに東へ進み、コルラ (庫爾勒: Korla) での 1 泊を挟んで 750 km 離れたウルムチへと戻った (図 1)。

巡検のリーダーは、新疆地質鉱産資源研究所の王宝瑜 (Wang Baoyu) 博士で、巡検参加者は中国側から旅行会社の社員なども含めて 9 名、中国以外の国から筆者らを含めて 10 名の、計 19 名であった。

II. 地質概説

観察事項の記載に先立ち、巡検案内書 (Wang et al., 1996) に従って当地域の地質概略を記す。筆者らの見解には巡検案内書の見解と異なる部分もあるが、それらは考察の項で記す。

図 2 独山子-クーチャ・ハイウェイ沿いの地質概略図 (Wang *et al.*, 1996) に観察地点 (1-27) と延性剪断帯の位置をプロットした図。

①ハーシリーゲン断層帯, ②ボロホロ南縁断層帯, ③ナラット山地北縁断層帯, ④ナラット山地南縁断層帯, ⑤タリム北縁断層帯。

地層の時代-岩相区分記号 (D_1 , C_1 など) については, 図 3 を参照のこと。

Fig. 2 Geological sketch map along the Dushanzi-Kuqa Highway (Wang *et al.*, 1996) with major observation stops (1-27) and ductile shear zones plotted on it.

①Haxilegen fault zone, ②Borohoro southern margin fault zone, ③Narat mountain northern margin fault zone, ④Narat mountain southern margin fault zone, ⑤Tarim northern margin fault zone.

For time-rock stratigraphic codes (e.g. D_1 , C_1 , ...), see Fig. 3.

天山山脈中部は, ジュンガル, イーリー, タリムの3つのプレートの境界部にあたる。3つのプレートはいずれも大陸プレートで, 前章のジュンガル, イーリー, タリムの各盆地下に大陸性の基盤を持つと考えられている。巡検で主に観察した

のは, 独山子-クーチャ・ハイウェイ沿いの露頭である。Wang *et al.* (1996) によると, 本ハイウェイは, 北より以下の地域を横断する (図2)。

1. ジュンガル西南区

1-1. 西部ジュンガル-北部天山亜区

図 3 独山子-クーチャ・ハイウェイ沿いの層序区分と対比. (Wang *et al.*, 1996 より)
Fig. 3 Stratigraphic division and correlation along the Dushanzi-Kuqa Highway. (Wang *et al.*, 1996)

- 1) エレンハビルガ (依連哈比爾尕: Erenhabirga) 地域: 後期古生代トラフ-火山弧-海盆系
  - 1-2. イーリー亜区
  - 2) ボロホロ (博羅科努: Borohoro) 地域: 前期古生代島弧
  - 3) イーニン (伊寧: Yining) 地域: 後期古生代背弧伸長性海盆
  - 4) ナラット (那拉提: Narat) 山地地域: 中期原生代・前期古生代重複島弧帯
  2. タリム区
  - 2-1. 南部天山亜区
  - 5) エルベング (艾爾賓: Erbeng) 山地地域: 後期古生代火山弧-海溝系
  - 6) ハルク (哈爾克: Hark) 山地地域: 古生代火山弧-海溝系
- また、本ハイウェイは、北から以下の5つの大断層帯を横切るとされる (図2)。
- ①ハーシリゲン (哈希勒根: Haxilegen) 断層帯: エレンハビルガ, ボロホロ両地域の境界
  - ②ボロホロ南縁断層帯: ボロホロ, イーニン両地域の境界
  - ③ナラット山地北縁断層帯: イーニン, ナラッ

ト山地両地域境界

④ナラット山地南縁断層帯：ナラット山地地域の南縁

⑤タリム北縁断層帯：ハルク山地地域の南縁

この様に、独山子-クーチャ・ハイウェイ沿いには主に古生代の大陸縁堆積物が断層帯に切られて分布するとされている。Wang *et al.* (1996)より読み取れる各地域の層序は、図3に示す通りである。

III. 観察事項の記載

本章では、筆者らが巡検で観察した主要な事項を、前章の各地域別に記す。図2には、GPSで測定した観察地点の大まかな位置をプロットした。

1) 独山子からエレンハビルガ地域

(1) 概要：独山子とは、天山山脈北麓の平らな台地にポツンと盛り上がった小高い丘（地点1）にちなんでつけられた地名だという。この丘では、ジュンガル盆地南縁の第四系の南側に、中新統が断層で接する。地層はいずれも南に傾斜するため、中新統が第四系の見かけの上位に位置することになる。境界断層は東西性の高角断層ということであったが、遠くから傍観する限り層理面にほぼ平行な断層のようにも見受けられた。この独山子の丘からハイウェイを数km南下すると、道の東側に層理のよく発達したジュラ系が一樣に南傾斜するのが見られた。

エレンハビルガ地域には、前述の様に後期古生代トラフ-火山弧-海盆系の岩石が分布するとされる。具体的に当地域に分布するのは、主に石炭紀の広義の火砕岩類（volcaniclastic rocks）と少量の斑れい岩、超苦鉄質岩類である。以下に、筆者らが見た主要な岩石、露頭を記載する。

(2) 石炭紀の広義の火砕岩類：石炭紀の広義の火砕岩類は玄武岩質岩を主体とし、安山岩質～珪長質岩も頻繁に挟まれる。地層は大局的に南傾斜で、一般に下位ほど火山岩片を多く含み、溶岩を挟在する傾向がある。本火砕岩類の層厚は10,000mを超え、下部の火山物質に富む部分だけでも8,000mに及ぶ（Wang *et al.*, 1994, 1996）。広義の火砕岩類にはしばしば斜交層理が見られ、数

層準に化石密集層がある。今回の巡検でも地点3（口絵2-2）と5で、ウミユリ片、腕足類（*Productus* 属）の産出層準を見た。

(3) 超苦鉄質岩類：エレンハビルガ地域の中部には、超苦鉄質岩類が点々と分布する。超苦鉄質岩類の産状には、周囲の中部石炭系中に断層に挟まれて分布するものと、斑れい岩や中部石炭系の溶岩・広義の火砕岩類と一連のサクセッションをなすものがある。後者のサクセッションは、バインゴウ（巴音溝：Bayingou）・オフィオライトと呼ばれることもある。

筆者らは、地点2で断層に挟まれて分布する幅約50mの超苦鉄質岩体を観察した。この岩体は完全に蛇紋岩化した超苦鉄質岩類が、東西性高角断層沿いに固体貫入したものという説明であった。しかし露頭の大部分を占めるのは固い超苦鉄質岩類（おそらくカンラン石パイロクシナイト）で、蛇紋岩化が進んではいるものの径数mmの輝石の残晶が集積岩の組織を残すものであった。岩体両側の断層近傍には、細かくくずれやすく流動変形の痕跡を持った軟弱な蛇紋岩が、それぞれ1~2mの幅で分布する。

また地点4では、バインゴウ・オフィオライトを見た。ここでは、超苦鉄質岩類は転石でしか見られなかったが、その上位の斑れい岩、玄武岩質枕状溶岩、放散虫珪岩（radiolarian silicalite）および様々な火砕岩類を観察した（口絵2-3）。超苦鉄質岩類の転石は、地点2と同様なカンラン石パイロクシナイトであった。斑れい岩は、分布幅が100m以下の小岩体としてしか分布しない。枕状溶岩も厚さ10m程のものが数層準に見られるだけである。放散虫珪岩は枕状溶岩の上位に整合的に重なるが、厚さは10m以下と薄く、ルーベでも放散虫化石とともに細粒の碎屑粒子を含むことがわかる。これは、日本では一般に珪質泥岩や珪長質凝灰岩の名称で呼ばれる石である。火砕岩類は前述の厚い石炭系の一部で、苦鉄質の凝灰角礫岩や苦鉄質岩の礫を多量に含む礫岩が主体であるが、珪長質の凝灰岩も相当量挟在する。また地点4の400m程上位（南）には、熔結凝灰岩が分布するという記載もある（Wang *et al.*, 1996）。

この様にバインゴウ・オフィオライトは、石炭紀の苦鉄質～珪長質の厚い広義の火砕岩類に覆われるまたは挟まれるという産状を呈する。

2) ハーシリーゲン断層帯とボロホロ地域

(1) ハーシリーゲン断層帯：エレンハビルガ地域の石炭系は、前述の様に大局的に南に傾斜する。従ってハイウェイを南下するに従い、より上位の火山物質に乏しい層準が見られるようになる。ハーシリーゲン断層帯に近づくと、石炭系上部層の泥質岩類に東西走向高角南傾斜の面構造と、面構造に平行ではほぼ水平な線構造が見られるようになる。これら、面・線構造を有する岩石を、Wang *et al.* (1996) は沸石相の弱変成岩類と記載している。実際、泥質岩中には炭酸塩鉱物（菱鉄鉱）の斑状変晶が見られることがあった（地点6の転石）。一方上記の面・線構造は、高角な走向すべりを指示する変形構造とも見られる。しかしそれらは、ハーシリーゲン断層の北方約15 km付近で最もよく発達し、断層のごく近傍ではかえって弱まる傾向があるため、本断層の形成に関連した変形構造か否かを判断することはまだできない。また、面構造が最もよく発達するところでも、その発達の程度は比較的弱く、日本でいえば南部北上山地のスレート劈開の最もよく発達した部分と同程度である。

ハーシリーゲン断層の露頭は見ることができなかった。また、断層近傍で強く変形した岩石も見られなかった。断層沿いには 292 ± 15 Ma の花崗岩～閃緑岩類 (Wang *et al.*, 1996) が幅約15 km にわたって分布し、石炭系に接触変成作用を与えている。王宝瑜博士の説明によると、上記花崗岩類はハーシリーゲン断層の主要な活動時期より後に貫入したものであるが、同断層の後生的な運動により、現在地表では分布を断層に切られているということである。

(2) ボロホロ地域：ハーシリーゲン断層の南はボロホロ地域で、前期古生代の島弧の岩石が分布するとされている。しかし、以下の様にボロホロ地域の地質の実体はよくわからなかった。すなわち、独山子-クーチャ・ハイウェイ沿いに分布するのは、上記 292 ± 15 Ma の花崗岩類 (Wang *et*

al., 1996) と、原生代のものとされる変成岩類のみである。またこの“原生代変成岩類”も、1,508 Ma という Pb 年代が変成岩中のジルコンから得られた (Wang *et al.*, 1994, 1996) とはいうものの、筆者らの目にはホルンフェルス化した石炭系上部層に見えた（地点7）。

ボロホロ地域の南縁部にも断層帯があるということであったが、遠くから少し変質した様な岩石からなるガレ場を見せられただけで、断層露頭を見ることはできなかった。また、断層近傍で強く変形した岩石も見られなかった。

3) イーニン地域

(1) 概要：イーニン地域には、前述の様に後期古生代背弧海盆の岩石が分布するとされる。具体的に独山子-クーチャ・ハイウェイ沿いに分布するのは、主に石炭紀の火砕岩類 (pyroclastic rocks, volcanoclastic rocks の双方) 主体層とジュラ紀の挟炭雑色碎屑岩層である。

(2) 石炭紀火砕岩類：イーニン地域の石炭系の下部は玄武岩質ないし安山岩質な火砕岩類を、上部は安山岩質ないし珪長質な火砕岩類を主体とする。また玄武岩溶岩、顕著な斑状組織を持つ安山岩質～珪長質“半深成岩”（ひん岩：porphyrite）、および閃長岩などを伴う。また Wang *et al.* (1996) によると、この石炭系は熔結凝灰岩 (ignimbrite) を含む。

上記石炭系は一般に南傾斜であるが、地域南縁部では地層は北傾斜に変わる（地点10）。イーニン地域の南部に向斜があると推定される。地点10では、中部石炭系の“基底礫岩”を観察した。しかしこの礫岩は、赤褐色の基質の中に紫や緑褐色の2 cm 程の火山岩角礫を含む火山碎屑岩である。基質を鏡下観察すると斑状組織を呈し、多数のアルバイトの微斑晶と、自形の単斜輝石やアルバイトの斑晶が見られた。層厚は石炭系下部だけで2,000 m に達し (Wang *et al.*, 1996)、石炭系全体では層厚数千 m に及ぶものと見積もられる。本層の炭酸塩岩は、上部石炭系の *Fusulina-Fusulinella* 帯を指示する紡錘虫化石を産する。

(3) エレンハビルガ地域の石炭系との比較：イーニン地域とエレンハビルガ地域との石炭系の違い

は、前者の方が1) 火山物質に富み、2) 赤紫色～赤褐色の特徴的な色調を呈し、3) 半深成岩や深成岩を伴うという点であるということだった。ただしこれらの“半深成岩”や閃長岩については、産状や年代の詳しい説明もなかったため、本当に石炭系に含まれるのかどうか疑問が残る。この“半深成岩”のうち、少なくとも地点8で見たひん岩は、微細な斜長石の仮像が散在する隠微晶質の基質の中に、数mmから1cmを超える斜長石の巨晶が散在する岩石である。流理構造などの確証はないものの、組織から火山岩、特に熔結凝灰岩等の火山砕屑岩である可能性が大きい。

(4) ジュラ系：ジュラ系は、上記向斜の北翼部に東西に細長く分布し、一様に南に傾斜する。分布の南北限とも高角断層に切られ、ジュラ系が相対的に下降している。本ジュラ系の下部は淡赤色、淡褐色、淡緑色などの雑色砂岩、礫岩を主体とし、中上部に品質の良い無煙炭層を何層も挟在する。

4) ナラット山地地域

(1) 概要：ナラット山地地域は、北と南を延性剪断帯に挟まれた狭長な地域で、中期原生代・前期古生代重複島弧帯とされている。この聞き慣れない名称は、本地域に Wang *et al.* (1996) が中期原生代のものとする花崗岩質岩や変成岩、および後期シルル紀の火山岩類が分布することからついたらしい。

独山子-クーチャ・ハイウェイ沿いでは、ナラット山地地域の幅は約14kmで、北部に火山岩類および石灰岩類からなる上部シルル系バインブラク(巴音布魯克：Bayanbulak)累層(層厚2,500m強)が、南部に中部原生界とされるナラット層群の花崗岩質岩や変成岩類が分布する。

(2) ナラット山地北縁断層帯：地域北縁にはナラット山地北縁断層帯があるとされているが、脆性的な断層露頭は見られなかった。また、脆性的にせよ延性的にせよ、本断層帯近辺のイーニン地域側の石炭系にはほとんど変形の痕跡が見られない。一方、ナラット山地地域北縁部の岩石は、幅1km弱にわたり、延性剪断変形を受けている。

ナラット山地地域北縁部には、延性変形を受けた上部シルル系の石灰質礫岩および石灰岩が分布

する。地点11には、泥質石灰岩の基質中に多量の石灰岩礫と少量の赤色火山岩礫を含む礫岩が分布する。礫岩は、東西走向で北に急傾斜する面構造と、最大傾斜方向よりやや西にふれた弱い線構造とを有する。礫岩中の石灰岩礫は面構造と平行に伸長してほぼ扁平に近い形態をとり、火山岩礫はさほど伸長していないが長軸方向の礫の両端に面構造とほぼ平行な微粒方解石からなる尾を持つ。尾の形態の非対称性はあまり顕著ではないが、良い露頭では剪断センスが右横すべり成分を持つ逆断層センスであることがわかる。また、地点11のすぐ南に位置する地点12では、面構造の著しく発達した石灰岩マイロナイトが見られた。

(3) ナラット山地南縁断層帯：地点12の南方には、バインブラク累層の非変形石灰岩類および広義の火砕岩類が分布する。しかしナラット山地地域の南半部約7kmには、再び著しい延性剪断変形を受けたナラット層群の岩石が分布する。ナラット層群は主として、眼球片麻岩、花崗岩質マイロナイト類、玄武岩～安山岩質火山岩類を原岩とする結晶片岩類、および石墨片岩(地点16)からなる。これらの岩石は、多少の程度の違いこそあれ、いずれも著しい延性剪断変形を受けており、東西走向で高角な面構造と、面構造上にのるほぼ水平な線構造を有する。剪断センス判断の根拠となる構造は、地点13の眼球片麻岩、地点14の花崗岩質マイロナイト～ウルトラマイロナイト、および地点17の花崗岩質プロトマイロナイト中に見られ、いずれも左横すべりセンスを示唆した(口絵2-4)。

ナラット山地地域南半部の上記延性剪断帯は、その構造要素の方位から、ナラット山地南縁断層帯の形成に関連した延性剪断帯と考えられる。また本延性剪断帯の規模は、それが当地域のプレート運動に重要な役割を果たしたことを強く示唆する。従って、本延性剪断帯の形成年代や分布には興味を持たれるところである。Wang *et al.* (1994) は、ナラット層群の結晶片岩類中の碎屑性ジルコンから、1,000～1,500 Maの年代を報告し(例えば地点15)、ナラット層群を原生界と考える根拠としている。しかし巡検後半の議論で、

王宝瑜博士はその見解を改め、碎屑性ジルコンの年代は変成岩中の碎屑粒子の供給地に分布する岩石の年代であるとしていた(王宝瑜, 1996 私信)。今後は、より直接的に変形の年代を示すデータが求められる。

5) エルベング山地地域

(1) 概要: ナラット山地南縁断層帯の南約 70 km は、第四紀層の広がる山間盆地で、先第四系の分布は非常に少ない。従って、エルベング山地地域の先第四系を見られたのは、ハイウェイ東方約 50 km に位置する地点 18 とハイウェイ沿いの地点 19 の 2 カ所だけだった。本地域は Wang *et al.* (1996) により後期古生代火山弧-海溝系と位置づけられているが、下記のように火山起源の物質は非常に少ない。

(2) デボン紀石灰岩類: 地点 18 では、中期デボン紀の層状石灰岩を見た(口絵 2-5)。この石灰岩は灰色~暗灰色の泥質石灰岩で、サンゴ、層孔虫、腕足類などの化石を多く含む。また頻繁に、脈または空洞を埋めたドロマイト結晶の集合体が見られた。この層状石灰岩の炭層の厚さは 20~50 cm で、層理がよく発達し、地層は北へ約 40° 傾斜する。Wang *et al.* (1996) によると、この中部デボン系石灰岩層の厚さは約 2,500 m で、下位の中部デボン系碎屑岩層および上位の上部デボン系石灰岩層を合わせたデボン系全体の厚さは 6,000 m を超える。

(3) 前期石炭紀石灰岩類: 地点 19 では、下部石炭系の石灰岩礫岩を見た。この礫岩は細粒の泥質石灰岩を基質とし、比較的淘汰の悪い大小様々な石灰岩礫と少量の火山岩礫とを含む。地層は弱い変形を受けており、高角な面構造に沿って礫が多少伸長していた。Wang *et al.* (1996) によると、本下部石炭系は層厚 1,000 m 強で、腕足類、サンゴ、コケムシなどの化石を含み、上記のデボン系とは断層で接するという。

6) ハルク山地地域

(1) 概要: ハイウェイを南行して前節の山間盆地を抜けると、そこはハルク山地地域の地層が分布する山地となる。エルベング山地地域との境界には、ハイウェイ沿いでは断層も延性剪断帯も見

られない。また両地域の同時代層を比べても、特に大きな岩相の違いは認められない。

ハルク山地地域の古生層は、大局的には非対称な背斜をなす。背斜の北翼には、北側に石炭系が南側に“シルル系”が分布し、それぞれ開いた背斜・向斜をなして分布する。ただし後述のように、シルル系は石炭系に衝上し、上記背斜軸部付近には急傾斜の地層や逆転した地層が見られる。背斜の南翼には急傾斜のシルル系とデボン系が分布し、地層は幅広く延性剪断を受け、同一層準が複数回繰り返す模様である。本地域は、Wang *et al.* (1996) により古生代火山弧-海溝系と位置づけられているが、背斜南翼部にデボン紀火山岩類が分布する以外は、火山活動の証拠はない。

(2) 石炭紀礁成石灰岩: 背斜北翼の石炭系は、強い油脂臭のする灰色~暗灰色の泥質石灰岩で、腕足類、紡錘虫等の化石を多産する。地点 20 では、*Fusulina-Fusulinella* 帯の層準を指示する紡錘虫を産する。また地点 21 では、キセルサンゴ類の *Syringopora* sp. が造った、礁の枠組みとなる樹枝状複合体を観察した。

(3) 背斜北翼の“シルル系”: “シルル系”は、南傾斜の断層を境に上記石炭系に衝上する。背斜北翼での岩質は、石灰質のシルト岩、石灰質砂岩泥岩互層を主体とし、石灰岩、石灰岩礫岩などを挟む。このうち地点 22 では石灰質砂岩泥岩互層を観察した(口絵 2-7)。本地点の地層はフリッシュと呼ばれ、単層 1~30 cm の石灰質砂岩と単層 0.5~5 cm の石灰質泥岩の互層よりなる。砂岩単層には、級化層理、フルートキャスト、グループキャスト等の堆積構造がよく見られ、地点 22 の地層が北傾斜で逆転することがわかる。また砂岩層には、生痕化石が頻繁に見られた。なお王宝瑜博士によると、地点 22 付近の地層は生痕化石以外の化石は産せず、時代未詳だということであった。

(4) 背斜軸部付近: 背斜軸部付近には下部シルル系が分布するが、時間の関係で車を止めることはできなかった。案内書によると背斜軸部付近に結晶片岩類が分布することになっており、他地域の同様の記載から類推すると、背斜軸部付近の地

層は多少延性変形している可能性がある。また実際背斜軸部の北方数 km で、石灰岩礫岩の礫が水平に伸長する露頭を確認した。

(5) 背斜南翼のシルル-デボン系：背斜の南翼では地層は高角になり、軸部から南へ上部シルル系および下部デボン系が重なる。上部シルル系は石灰岩類主体だが、その最上部に厚さ高々数 m の放散虫珪岩を挟む。この層準の放散虫珪岩も、地点 4 のものと同様大部分は“酸性凝灰岩”である。下部デボン系は層状石灰岩を主体とするが、やはり“酸性凝灰岩”を挟み、地点 23 では玄武岩の枕状溶岩が見られる（口絵 2-8）。この上部シルル系最上部層と下部デボン系とは、構造的に何度か繰り返す。南へ行くと下部デボン系の玄武岩類層は層厚を増し、クーレ湖岸の地点 24 近辺ではクーレ湖オフィオライトと呼ばれるようになる。しかし、これも陸棚相の石灰岩の上を覆う比較的厚い玄武岩類層というだけで、オフィオライトと呼べるものではないであろう。

(6) ハルク山地地域南半部の延性剪断帯と小褶曲：クーレ湖“オフィオライト”の上位（南側）にもう一度下部シルル系がくる。これは泥質石灰岩を主体とする地層で、南に急傾斜した細かい面構造を持つ延性剪断帯をなす。延性剪断帯の岩石は細粒化して、一般に化石は残っていないが、粗粒な結晶からなるウミユリ化石は残っていた（地点 24）。残念ながら観察の時間が少なく、剪断センスはわからなかった。

地点 24 から南へ進むと、シルル-デボン系中に半波長数 m オーダーの閉じた小褶曲が目立つようになる。例えば地点 25 では、上記の延性剪断変形で薄くなった層理面が、北西へ 5° ~ 15° 程度傾斜した軸面を持つ閉じた褶曲をする（口絵 2-9, 10）。上の関係は、主要な延性剪断変形後に褶曲が生じたことを意味する。しかし、このような閉じた褶曲は独山子-クーチャ・ハイウェイ沿いで地点 25 付近にしか見られないことから、延性剪断変形に関連する可能性もある。閉じた褶曲の後に、ほぼ鉛直の軸面を持つ開いた褶曲が形成され、閉じた褶曲の褶曲軸面を曲げていることもある。

(7) タリム北縁断層帯：タリム北縁断層帯の極

近傍では、古生層の延性変形は非常に弱くなる。タリム北縁断層帯の北にはほぼ接する地点 26 では、上部シルル系石灰岩層の上位に下部デボン系の石灰岩層および玄武岩が重なって分布するが、これらの地層はほとんど延性変形を受けていない。タリム北縁断層帯沿いには、デボン系を貫いて石英閃緑岩、花崗岩、および花崗岩ポーフイリーが狭長に分布する。ただし、“花崗岩ポーフイリー”は、“捕獲岩”を多量に含む斑状の岩石で、火砕岩の可能性も十分にある。断層帯近辺の古生層の変形が弱く見えるのは、この貫入岩類に焼かれたせいかも知れない。

筆者らは、タリム北縁断層帯の露頭を見ることはできなかった。タリム北縁断層帯が通ると説明された場所には、低位河岸段丘の堆積物が広く分布していたが、この堆積物は断層で切られた様子はなかった。また本断層帯を挟んだ南側には後述のジュラ系が分布するが、このジュラ系は延性変形していない。

ハルク山地地域南半部の上記延性剪断帯は、その位置と面構造の方位から、タリム北縁断層帯の形成に関連した延性剪断帯の可能性が大きい。また本延性剪断帯の規模は、それがタリムプレートの運動痕跡であることを強く示唆する。従って、本延性剪断帯の形成年代や分布には興味を持たれるところである。例えば、タリム北縁断層帯沿いの花崗岩類の年代等、本延性剪断帯の形成年代を拘束する年代値が求まって欲しいものである。

7) タリム北縁断層帯からクーチャまで

タリム北縁断層を南に越えると、地形が急に開けてくる。ここにはジュラ系～第三系が開いた向斜・背斜を繰り返して分布する。大局的に褶曲波面は南に傾斜しており、南ほどより若い地層が分布する傾向がある。

当地域のジュラ系は炭層と赤色岩層を主体とする（口絵 2-11）。これは、例えばイーニン地域のジュラ系と同じである。ジュラ系の上位には白亜系の赤色岩層が広く分布し（口絵 2-12）、そのさらに上位には第三系が分布する。第三系のなす低い山地を南へ越えると、そこがハイウェイの終点、クーチャの町である。

8) クーチャからウルムチへ

クーチャから天山南路沿いに東へ延びるハイウェイは、タリム盆地北縁の土漠の中をはしる。右手はタリム盆地北縁の油田地帯らしく、数 km おき位の間隔で試錐のやぐらが見える。左手には時折天山山脈南縁の低い山並が見える。6 泊めのコルラの町までは、ずっとこういった景色が続いた。

コルラからは進路を北に変え、天山山脈東縁部の低い峠を越えてウルムチへ戻った。途中、車からは色々と面白そうな露頭が沢山見えたのだが、時間の関係上それらを見ることなくウルムチへ戻らざるを得なかったのが残念である。

特にもう一度じっくり見てみたいと思うのは、クミス（庫米什：Kumux）という町の北方で見られたマイロナイト帯である。このマイロナイト帯は、分布幅の広さといい変形の強さといい、我々が今まで見たことのないものであった。すなわちクミスの町から北へ約 20 km 弱の間の岩石が、ほとんど全てマイロナイトないしウルトラマイロナイトになっているのである。変形した岩石の原岩はほとんど花崗岩質岩で、一部に火山岩起源のマイロナイトや眼球片麻岩（これも花崗岩質岩起源のマイロナイトの可能性はある）が見られた。我々がこれまでに見たマイロナイト帯では、変形は幅狭いところに集中し、その間に弱変形部が残っていたが、ここでは幅 20 km 弱の間の岩石が全て強く変形していた。このマイロナイト帯が独山子-クーチャ・ハイウェイ沿いに連続するか否かは、今後あいだの地域を調査しなければわからない。しかし、岩質の類似性およびマイロナイト類の面構造の方位から見て、このマイロナイト帯はナラット山地南縁断層帯にまで延長する巨大なマイロナイト帯である可能性が大きい。今後、このようなマイロナイト帯の分布を把握し、層序、岩相、古生物地理等の変化との関係を総合していけば、過去のプレート運動史がより地質学的実体を伴った形で議論できるようになるだろう。

ウルムチの町へ入る前に、低い山地を一つ越えたが、これは西遊記で有名なトウルファン（吐蕃）の火焔山の西方延長である。この山地は、エレンハビルガ地域やイーニン地域とよく似た石炭紀の火砕岩

類が、北から衝上した衝上シートの前縁部ということである。こういった北からの衝上と、独山子-クーチャ・ハイウェイ沿いでの南傾斜の構造とは、どんな関係にあるのだろうか？ 本論に記した以外にも、興味ある問題は尽きない。

IV. 考 察

本章では、我々の観察をもとに、天山山脈の地質に関する若干の考察をする。

1) 古生層の変形と地体境界の検討

初めに、独山子-クーチャ・ハイウェイ沿いの地体区分を検討する。過去の異なる構造区の地層・岩石が接した境界を探すとき、一般に次の様な境界認定基準を立てるであろう。(1) 衝上断層帯、衝上性延性剪断帯など、地体短縮の証拠を持つ；(2) 横すべり断層、横すべり延性剪断帯など、大きな水平変位の証拠を持つ；または(3) 同時代で異なる岩相を持つ地層、異なるテクトニクス場でできた岩石が接する。

上記の判断基準を適用して、独山子-クーチャ・ハイウェイ沿いで地域境界とされた断層を以下の様に吟味する(①～⑤は、図2での番号)。

①ハーシリーゲン断層帯：従来の地質調査の結果(Wang *et al.*, 1996: 図1)によると、本断層帯はイーニン北方からトルファン南方へと続く西北西トレンドの大剪断帯の一部である。実際、本断層帯の北方には比較的弱い面構造と水平な線構造を持つ弱変成岩類があり、その線構造に沿って多少の変位はあったものと見られる。さらに本断層帯の南北では、以下の様に本質的な層序の違いがある可能性がある：すなわち北側のエレンハビルガ地域には見られない原生代変成岩類が南側のボロホロ地域には広く分布する。一方石炭系に注目すると、ハーシリーゲン断層帯の南北で、大きな岩相の違いは認められない。すなわちエレンハビルガ、イーニンの両地域とも、石炭系は広義の火砕岩類を主体とし(図3)、イーニン地域の火砕岩類に本質物質がより多いという差異があるものの本質的な岩相の違いは見られない。また両地域の間のボロホロ地域に分布する“原生代”変成岩類も、少なくとも巡検ルート沿いのものは石炭

紀火砕岩類が接触変成を受けただけの岩石である可能性がある。この様に石炭紀には、エレンハビルガ～イーニン地域が、基本的には連続した岩石区・構造区をなしていた可能性を否定できない。ハーシリーゲン断層帯に沿った変位量を見積もるためには、今後、広域的な層序と地層分布を明らかにする必要がある。

②ボロホロ南縁断層帯：前述の様に、本断層帯近辺にも強く変形した岩石は見られない。また、前段で考察したように、断層帯の南のイーニン地域と北のエレンハビルガ地域との層序に、本質的差異を見出せない。従って、本断層帯は有意な地体境界とは考え難い。

③ナラット山地北縁断層帯：本断層帯の南に接するナラット山地地域の地層には、幅1km弱の逆断層センスの延性剪断帯が発達する。ナラット山地地域の地質には、まだ不明な点が多いが、ここに分布するシルル系は少なくともナラット山地北縁断層帯の北側には分布しない地層である。以上より、本断層帯は有意な地体境界である可能性を持つ。

④ナラット山地南縁断層帯：本断層帯の北に接するナラット山地地域の岩石は、幅7kmにわたり左横すべりセンスの強い延性剪断変形を受け、マイロナイト帯をなしている。また、このマイロナイト帯は東西に相当距離延長する可能性がある。同様な岩質でさらに幅広い（ ≤ 20 km）マイロナイト帯が、東方300 km 強のクミス北方にも分布するからである。この様に変形の観点より、本断層帯は本質的な地体境界であると考えられる。一方岩相変化を見ると、ナラット山地南縁断層帯の北方にはナラット山地地域のシルル系石灰岩類が分布し、南方にはエルベング、ハルク両山地地域にシルル～石炭紀の石灰岩主体層が分布する。この様に断層近傍のシルル系だけに着目すると、ナラット山地南縁断層帯は、一見顕著な岩相境界になっていないように見える。しかし、エルベング、ハルク両山地地域と、エレンハビルガ、イーニン両地域とに広く分布する石炭系を比べると、前者では石灰岩が卓越し後者では火砕岩類が卓越するという大きな違いがある（図3）。筆者らは、ナラッ

ト山地南縁断層帯は地体境界断層で、上記の石炭系の岩相境界をなすものとする。その理由は、以下の通りである：(1) ナラット山地北縁断層帯に沿う延性剪断帯は、幅1km弱と狭くかつ歪量の小さい衝上性剪断帯のため、大きな変位をまかなえない；(2) 一方南縁断層帯に沿うマイロナイト帯は、規模も歪量も大きいため、大きな変位を持つ可能性が大きい。より大局的には、ナラット山地地域全体を「ナラット山地剪断帯」という一つの剪断帯としてとらえるべきかも知れない。なお、Yin and Nie (1996) は、本論のナラット山地剪断帯とほぼ同様のトレースを持つ「中部天山剪断帯 (Central Tianshan shear zone)」を、右横すべり剪断帯として記載している。この、本論との剪断センスの相違が何に起因するものなのか、今後の検討が必要である。

⑤タリム北縁断層帯：本断層帯北方のハルク山地地域の地層は、幅10 km以上にわたり延性剪断変形を受け、小褶曲をしている。延性剪断変形の程度は強いところと弱いところとがあり、総歪量ではナラット山地南縁のマイロナイト帯に及ばないであろう。本断層帯北側のハルク山地、エルベング山地両地域のデボン系は石灰岩を主体とし火山岩類を挟在するが、断層帯南側のタリム盆地では、デボン系は赤色岩層を主体とすることがわかっている。タリム北縁断層帯は、このデボン系の岩相境界になっている可能性が大きい。この様に本断層帯も、本質的な地体境界であると考えられる。

以上の検討より、独山子-クーチャ-ハイウェイ沿いの有意な地体境界は、ナラット山地剪断帯とタリム北縁断層帯の2帯に絞られる。また副次的な剪断帯として、ハーシリーゲン断層帯北方の延性剪断帯およびナラット山地北縁断層帯が、重要な意味を持つ可能性がある。

2) 新たな地体区分の試み

前節での考察より、独山子-クーチャ-ハイウェイ沿いの本質的な地体境界は、ナラット山地剪断帯とタリム北縁断層帯の2つである。これらの境界により、地質は北よりエレンハビルガ+ボロホロ+イーニン区、エルベング+ハルク区、およびタリム区に分けられる。以下に、各地質区の特徴を

簡単にまとめる。

(1) エレンハビルガ+ボロホロ+イーニン地帯：中期デボン紀～石炭紀の火砕岩類で特徴づけられる地帯。カンブリア系～シルル系，ジュラ系も少量分布する。地層は大局的には南に傾斜するところが多く，変形は部分的でかつ弱い。

(2) ナラット+エルベング+ハルク地帯：シルル紀～石炭紀の石灰岩類および石灰質碎屑岩類で特徴づけられる地帯。下部デボン系の層準に，特徴的に火山岩類を挟む。ジュラ系も少量分布する。地層は高角な軸面を持つ大褶曲に参加する。層理面にはほぼ平行な脆性的断層や延性剪断帯が部分的に発達し，地層の繰り返しをもたらしことがある。

(3) タリム地帯：タリム盆地下の先カンブリア時代変成岩類，“震旦系”の水河堆積物，およびそれらを覆う古生界～新生界よりなる地帯。上記2地帯との関連でいうと，デボン系の赤色堆積岩層を持つことが最も特徴的である。

3) 各地帯の古生層堆積のテクトニクス場

上記各地帯の古生層の堆積場を，テクトニックな枠組みから見ると以下の様になる。

(1) エレンハビルガ+ボロホロ+イーニン地帯：本地帯に特徴的な中期デボン紀～石炭紀の火砕岩類は，下記の理由より，火山弧ないし火山弧前縁の海盆に堆積したものと思われる。すなわち，本地帯の火砕岩類は苦鉄質なものから珪長質なものまであり，数層準に陸上火山活動を示唆する熔結凝灰岩を挟むからである (Wang *et al.*, 1996)。こういった火山活動を，中央海嶺，海山・海台，縁海など，他のテクトニクス場に想定するのは困難である。

本地帯内に分布する超苦鉄質岩類，斑れい岩，枕状玄武岩溶岩等を，王宝瑜博士は大洋地殻起源のオフィオライトととらえているようであった。しかし，これらオフィオライトのうち少なくとも枕状溶岩は，珪長質凝灰岩と互層するため大洋地殻の中央海嶺玄武岩とは考えにくい。ただし超苦鉄質岩類と斑れい岩は，枕状溶岩との漸移関係が見られるわけではないため，非常に少量であるものの大洋地殻起源であることを否定することはできない。石炭紀より前の時代の大洋地殻の断片が，

何らかの機構で石炭紀の火山弧火砕岩類中に混入した可能性はある。今後，当地帯の火山岩類の起源を探るには，火山地質学および岩石化学的検討が必要である。

石炭紀の火山弧があったとして，どちらに当時の沈み込み帯があったのであろうか？ Allen *et al.* (1995) は，ジュンガル盆地に中期石炭紀のタービダイトを含む付加コンプレックスがあり，大洋プレートの南への沈み込みがあったとしている。筆者らも，今の作業仮説としては本地帯の北側に南向きの沈み込み帯があったと考えている。火砕岩類中の本質物質が南から北へ減少し，しかも本地帯の南のナラット+エルベング+ハルク地帯に石炭紀の陸棚成サンゴ礁が分布するからである。ただし，ナラット山地剪断帯の分布とそれに沿う横すべり変位を今後吟味する必要がある。

なお，Wang *et al.* (1994, 1996) は，本地帯の南半部をイーリープレートとし，独立した大陸プレートのように扱っている。しかし，今のところ筆者らは，イーリープレートの存在に否定的な見解を持っている。すなわち，イーリー盆地に先カンブリア時代の大陸性基盤があるか否かは，まだ明らかにはなっていない。また，Allen *et al.* (1995) が推定するように，盆地下に薄い大陸性基盤があったとしても，それがタリムプレートと独立したプレートとして動いた証拠はない。特に独山子-クーチャ・ハイウェイ沿いに遠洋性堆積物が存在しないことから，筆者らは，独立したイーリープレートの存在に強い疑問を持っている。

(2) ナラット+エルベング+ハルク地帯：本地帯のシルル紀～石炭紀の石灰岩類および石灰質碎屑岩類は，大陸または島弧近くの浅海に堆積したものであろう。石灰岩が泥質不純物に富み，石灰質でない粒子を含む表成堆積岩層を挟在するからである。ただしシルル系の一部は，石灰質礫岩や石灰質砂岩泥岩互層（“フリッシュ”）からなるため，石灰岩堆積区前縁の海底斜面ないしは舟状海盆に堆積した可能性が大きい。下部デボン系の火山岩類は玄武岩質なものが多いが，安山岩質ないし珪長質なものをも挟むので，火山弧の火山岩類である可能性が大きい。しかしリフティングに伴

う火山活動である可能性も否定できない。本地帯の中～上部デボン系および石炭系は、また火山物質を含まない石灰岩主体層となる。本地帯ではデボン系と石炭系との堆積関係が確認されていないが、もし後者が前者を覆うとすれば、受動的大陸縁ないし陸海 (epicontinental sea) 的な環境の中で、デボン紀前期にだけ火山弧またはリフト的な短期間の火成活動があったことになる。

(3) タリム地帯：本地帯の古生層は、先カンブリア時代の大陸性基盤上の陸海に堆積した、浅海の堆積物であろう。タリム地帯の古生層は、中朝準卓状地の西方延長部に堆積したとされることが多い。確かに、黄河流域の古生層とタリム地帯の古生層の層序は、ペルム紀初期までは大局的によく似ている。黄河流域に少ないシルル～デボン系が、タリム地帯には見られる。しかし、このシルル～デボン系も赤色岩層などを挟み、陸成層と考えられるため、黄河流域とほぼ同時期に海退が起こったことを示唆する。

4) 古生代構造発達史に関する考察

従来、当地域の地史、すなわちタリムプレートの運動史や天山山脈の形成史などは、古地磁気および古生物地理的研究から論じられることが多く、地質学的データからの議論はあまりなされていなかった (Nie *et al.*, 1990)。しかし今後、筆者らが試みたような古地理の考察や、大規模剪断帯の形成時期や剪断センスの解明などが広域的になされれば、より実体を伴った地史の議論ができるようになると思われる。ここでは、筆者らの観察に従来の研究結果をあわせて、当地域の構造形成史について考察する。

王宝瑜博士は、当地域がジュンガル、タリム、両プレートの衝突帯で、圧縮テクトニクスにより様々な地質現象が説明できると述べていた。確かに従来から、天山山脈はカザフスタンプレートと融合した (amalgamated) 島弧に、後からタリムプレートが衝突したと考える研究者は多い (例えば、Nie *et al.*, 1990)。しかし筆者らの観察では、独山子-クーチャ・ハイウェイ沿いの主要断層、剪断帯は、ほとんど全て水平な線構造を持つ横すべり断層である。また図1の広域的な断層分

布 (Wang *et al.*, 1994) を図2と比べて見ても、ナラット山地剪断帯を主左横ずれ剪断帯とし、そこから数十度時計回り回転したトレンドの派生断層を持つ大横ずれ複合剪断帯が、タリム地帯の北にあるように読める。今回の巡検で筆者らが見たのは、大規模な左横すべり運動によりタリムプレート北縁に重複・集積した古生代浅海成堆積物と考えられる。

左横すべりが起こった時代については、以下のような推論ができる。まず、巡検地域の上部石炭系までの岩石が横すべり運動に参加しているため、運動はペルム紀以降と推定できる。また巡検地域のジュラ系が、どの地帯を覆っていても同様の岩質を有することから、ジュラ紀以降は大規模な横すべり変位が生じていないものと思われる。

Sengör and Natal'in (1996) は、天山山脈の古生層が、古生代初期にロシア剛塊とアンガラ剛塊とを繋ぐように存在したキプチャク弧の堆積物で、古生代の後期に同弧の短縮・崩壊の際に集積したものであると議論している (図4)。これは、上記の我々の推論と調和的である。また Allen *et al.* (1995) は、ペルム紀後期から三畳紀前期? に、タリムプレートの北に位置したアンガラプレートが時計回りに回転したために、タリムプレートの北縁に左横すべり運動が起きたと考えた。これも、大局的には筆者らの考えと調和的である。しかし筆者らが、左横すべり運動に伴って地帯の短縮、すなわち堆積物の重複・集積を考えたのとは対照的に、Allen *et al.* (1995) はそのときにジュンガル、トルファン、アラコルなどの伸長盆地が生じたと考えている。

5) 日本の古生層との比較

日本の飛騨外縁帯、南部北上山地、および黒瀬川帯にも、天山山脈と同時代の古生層が分布する。日本のシルル～デボン系は、泥質石灰岩と珪長質凝灰岩を主体とし、石炭系は苦鉄質～珪長質火山岩類または (一部アルミに富む) 泥質石灰岩を主体とする。上記浅海成古生層は一般に層厚数百 m ほどなので、天山山脈の古生層と厚さは違うが、堆積環境はある程度似ている。古生物地理についても、石炭紀～ペルム紀腕足類などで日本と天山

図 4 古生代末期の、ユーラシア大陸中北部のテクトニクスに関する一つの考え。(Sengör and Natal'in, 1996 より)

天山山脈の地質の枠組みは、崩壊したキプチャク島弧がタリム地塊北縁に集積することによって形成されたとするモデル。

Fig. 4 A tectonic model of north central Eurasia in end Paleozoic time (modified after Sengör and Natal'in, 1996), which suggests that the geologic framework of the Tianshan Mountains was formed through accumulation of fragmented Kipchak Island Arc along the northern margin of the Tarim Block.

-内蒙古-吉林地区との類似性は指摘されている(例えば, 田沢, 1992; Tazawa, 1996)。天山山脈の古生層は、日本の浅海成古生層と類似した古地理・テクトニクス場で堆積した可能性がある。

一方、中部古生界サンゴ化石群に関して、南部北上山地や黒瀬川帯と南中国やオーストラリアとの類縁性を指摘する意見もある(Hamada, 1961; Kato, 1990 ほか多数)。すなわち、①中国北縁部の天山-内蒙古-吉林地区、②日本、および③南中国-オーストラリアの古生界の間に、多かれ少なかれ類縁性があるということになる。①～③の地域の古生界が、近接した地域で堆積した後に現在のように分散するに至ったのか、あるいは現在のように地理的に離れた場所に類似した堆積環境があり類似した生物群が生息していたのかは、日本列島や東アジアの構造発達史を考える上で、大変重要な問題である。

V. おわりに

短期間で長距離移動したため、忙しい巡検であったが、雄大なスケールの連続露頭にただただ感動した。また、巡検中は不便な生活を強いられることもあったが、それも貴重な体験として思い出に残った。今後、天山山脈の地質学的研究が進み、日本を含めたアジア大陸内での位置づけが判明してくるものと期待される。最後に、不眠不休の努力で、巡検案内のみならず筆者らの生活の面倒を見て下さった、王宝瑜博士を初めとする中国側の参加者に深い謝意を表して筆を措きたい。

文 献

- Allen, M.B., Sengör, A.M.C. and Natal'in, B.A. (1995): Junggar, Turfan and Alakol basins as Late Permian to? Early Triassic extensional structures in a sinistral shear zone in the Altaid orogenic collage, Central Asia. *J. Geol. Soc. London*, **152**, 327-338.
- Hamada, T. (1961): The Middle Palaeozoic group of Japan and its bearing on her

- geological history. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sect. 2*, **13**, 1-79.
- Kato, M. (1990): Palaeozoic corals. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I. and Yao, A. eds.: *Pre-Cretaceous terranes of Japan*. Publication of IGCP Project No. 224, Osaka, 307-312.
- Nie, S., Rowley, D.B. and Ziegler, A.M. (1990): Constraints on the locations of Asian microcontinents in Palaeo-Tethys during the Late Palaeozoic. In McKerrow, W.S. and Scotese, C.R. eds.: *Palaeozoic palaeogeography and biogeography*. The Geological Society Memoir No. 12, The Geological Society, London, 397-409.
- Sengör, A.M.C. and Natal'in, B.A. (1996): Paleotectonics of Asia: Fragments of a synthesis. In Yin, A. and Harrison, T.M. eds.: *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge University Press, Cambridge, 486-640.
- 田沢純一 (1992): 東アジアの中期ペルム紀腕足類フォーナとその動物地理学的重要性. 地質学雑誌, **98**, 483-496.
- Tazawa, J. (1996): *Rotaia* (Rhynchonellida, Brachiopoda) from the Lower Carboniferous of northeast Japan and its palaeobiogeographical significance. *Sci. Rep. Niigata Univ., Ser. E (Geology)*, No. 11, 1-11.
- Wang, B., Lang, Z., Li, X., Qu, X., Li, T., Huang, C. and Cui, X. (1994): *Comprehensive survey of geological sections in the west Tianshan of Xinjiang, China*. Science Press, Beijing, 202 p. (in Chinese with English abstract)
- Wang, B., Li, Q. and Liu, J. (1996): *Geology and tectonics of the west Tianshan Mountains along Dushanzi-Kuqa highway in Xinjiang*. 30th International Geological Congress, Field Trip Guide, T364, Geological Publishing House, Beijing, 24 p.
- Yin, A. and Nie, S. (1996): A Phanerozoic palinspastic reconstruction of China and its neighboring regions. In Yin, A. and Harrison, T.M. eds.: *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge University Press, Cambridge, 442-485.

(1997年5月26日受付, 1997年10月20日受理)