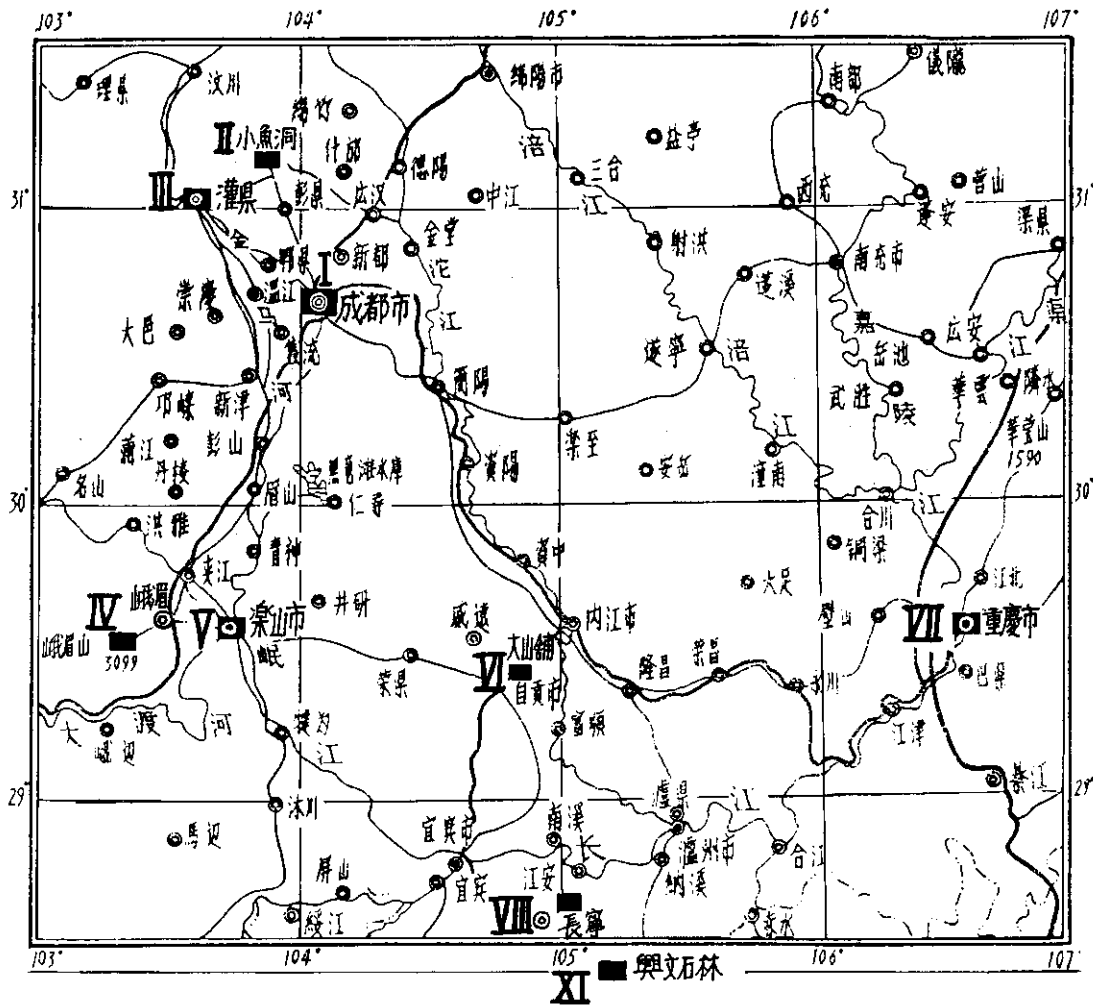


---

龍 學 明 編 修  
成都地質學院 · 中國成都  
1986.9



- |   |   |
|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> <li>■ I 観光・巡検地帯, J-ス番号</li> <li>I 成都市観光J-ス</li> <li>II 龍門山中部の飛來峰構造巡検J-ス</li> <li>III 灌県都江堰見学J-ス</li> <li>IV 峨眉山地質巡検J-ス</li> <li>V 樂山市大佛観光J-ス</li> <li>VI 自貢市大山鋪恐龍動物群化石巡検J-ス</li> <li>VII 重慶市観光J-ス</li> <li>VIII 長寧県竹海観光コース</li> <li>XI 興文県石林巡検コース</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li>◎ 省人民政府駐在地</li> <li>● 省の市・地区・州人民政府駐在地</li> <li>⊙ 県人民政府駐在地</li> <li>— 鉄道</li> <li>— 公路</li> <li>~ 河流</li> <li>☪ 水庫, 湖泊</li> </ul> |
|---|---|

## 中国・四川盆地の地質と古環境

### Geology and paleo-environment of Sichuan basin, China

中国成都地質学院 龍 学 明\*  
Xueming LONG

#### 目 次

#### I 四川盆地およびその周辺の構造骨組

- 1 はじめに
- 2 層序・古地理・地殻変動
  - (1) 盆地の周辺地域
    - a. 竜門山構造帯
    - b. 大巴山断褶帯
    - c. 米倉山隆起（区）
    - d. 鄂湘黔断褶帯
    - e. 峨眉山—涼山断塊帯（断層ブロック帯）
  - (2) 盆地地域
    - a. 川西沈降帯（四川盆地の北西部）
    - b. 川中隆起帯（四川盆地の中央部）
    - c. 川東南沈降——褶曲帯

#### II 峨眉山の地質構造

- 1 はじめに
- 2 峨眉山の地質
- 3 峨眉山の地質構造
  - (1) 大峨山断塊（断層ブロック）
  - (2) 二峨山断塊
  - (3) 峨眉平野断塊
  - (4) 峨眉山玄武岩
  - (5) 峨眉山の震旦系——カンブリア系
  - (6) 巡検コース
    - a. 川主——荷葉湾
    - b. 竜門洞
    - c. 清音発電所——掩断山
    - d. 五頭崗——一線天
    - e. 麦地坪
    - f. 張溝——余山

- g. 接引殿——金頂
- h. 金頂——洪椿坪

#### 4 峨眉山の紹介

- (1) 峨眉山の由来とその開発史
- (2) 峨眉山の地形と河川
- (3) 峨眉山の気候と生物

#### III 竜門山中部の飛来峰（ナップ）構造

- 1 はじめに
- 2 竜門山の地質
- 3 竜門山中部の飛来峰構造
  - (1) 飛来峰構造の分布・形態・構成岩類
  - (2) 飛来峰の内部構造
  - (3) 原地系統（飛来峰の土台）の地質構造
  - (4) 飛来峰の区分
  - (5) 飛来峰の形成のメカニズム

#### IV 四川省自貢市大山舖における恐竜動物群の化石

- 1 はじめに
- 2 恐竜動物群の化石の産地およびその周辺の地質
- 3 発掘された化石の種類
- 4 恐竜動物群の古環境
- 5 恐竜動物群の埋没状態・生活環境・滅亡の原因

#### V 興文石林のカルスト地形

- 1 地質構造の概要
- 2 カルスト地形
- 3 興文石林の形成条件

\* 中国成都地質学院

## I 四川盆地およびその周辺の構造骨組

### 1 はじめに

四川盆地は、中国の西南部にある四川省の東部に位置し、中国西南地域における自然に恵まれた景勝地である。盆地の北側は米倉山、大巴山、南側は大涼山、婁山、西側は竜門山、邛崃山、東側は七曜山などの高い山々に囲まれている。この地域には、主に古生界と原生界とが分布している。四川盆地の大部分の地域は低い山と丘陵でできているが、華蓋山の東側だけには、褶曲山脈群がある。主として、ジュラ紀と白亜紀の赤色の地層が分布しており、このため四川赤色盆地とも呼ばれている。現在、陸成の赤色の地層はほぼ180,000km<sup>2</sup>にわたって分布している(第I-1図)。

“地傾斜と台地説”によると、四川堆積盆地は揚子準台地のなかにある。第2級の構造単元に属するこの盆地は中生代以降に形成されたといわれ、構造盆地でもある(第I-1図)。震旦紀以降、地殻の昇降運動によって地層が欠けていたり、浸食で層序が不完全であたりする。しかし、先中部古生界の分布を考えれば、揚子準台地において1つの大規模な沈降運動と堆積作用があったことは確かである。また、その時の堆積あるいは沈降の中心は今の盆地の範囲をはるかに超える大きなものであったであろう。台地の基盤である褶曲した先震旦系を海成の震旦系、下部古生界および中部および下部三疊系などが覆っている。さらに、晩期三疊期の陸成層も厚く堆積している。早期第三紀末のヒマラヤ造山運動をうけて、ほとんどの被覆層が褶曲され、四川堆積盆地の基本構造が決定された。

### 2 層序・古地理・地殻変動

四川堆積盆地を構成する累層組はそれぞれが厚い(表I-1, 表I-2)。これらの地層の生成環境としては、震旦系から中～下部三疊系までの地層が海成層で、上部三疊紀から第四系ま

での地層が陸成層であり、その全層厚は8,000～12,000mである。四川堆積盆地がうけた変動としては、強い横方向の圧縮をともなった褶曲運動を主体とする晋寧変動とヒマラヤ造山運動がある。これ以外の地殻変動はすべて沈降と上昇をくりかえす変動である。

晋寧変動では、先震旦系の地層が褶曲ならびに局所的な変成をうけ、四川盆地の基盤が形成された後に台地の発展段階に入る。

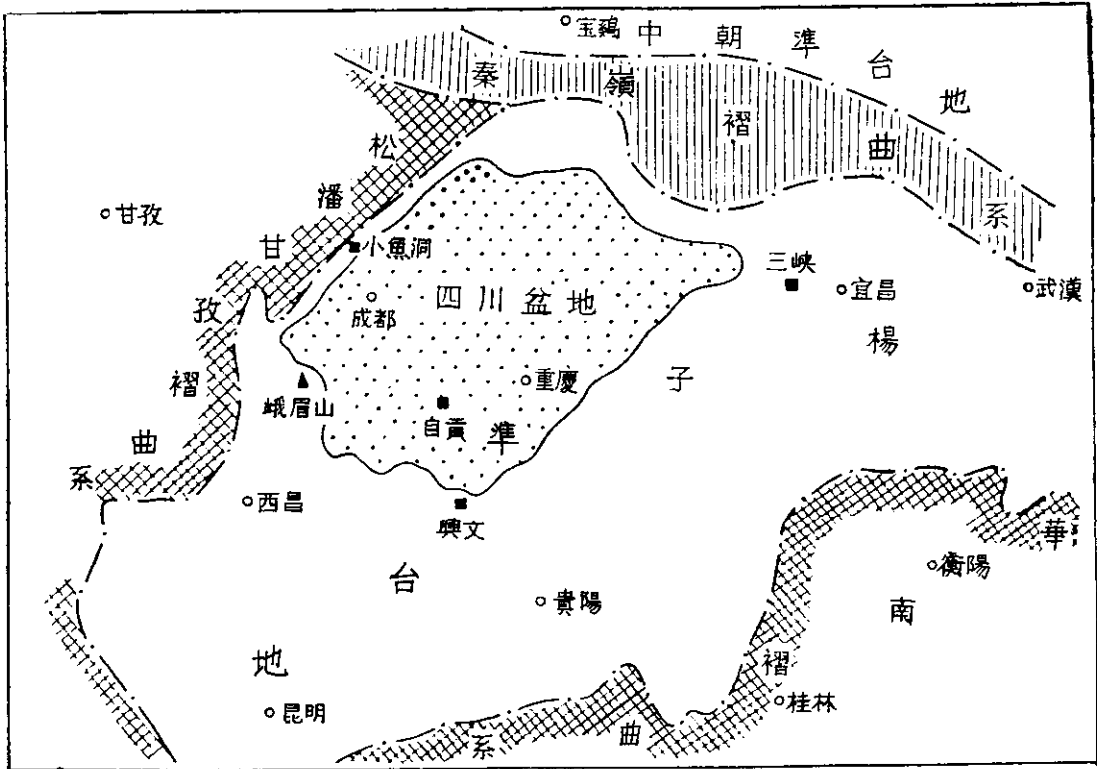
カレドニア造山運動では、地殻が上昇運動をうけて被覆層に広範囲に隆起区と沈降区ができる。それにもなって主に東北東方向の断裂が活発化してきて、断層運動が強くなる。この運動以後、上揚子華台地の西南部)が総体的に上昇して削剝の場となるのでこの台地ではわずかな地域をのぞいてデボン系と石炭系が欠除しており、堆積は二疊紀からはじまる。

印支造山運動の初期には、カレドニア運動にひきつづいて隆起運動が支配的で、先に形成された広域の隆起区と沈降区とはさらに成長する。しかし、大規模な海進が終ってその一般的な構造方向は東北方向にに変化する。この運動以後、揚子準台地で海退がはじまり、四川堆積盆地は陸地の湖になる。

燕山運動の初期に隆起運動がおこり、四川堆積盆地の上部が浸食されるとともに、盆地の東側と西側の両地域が陸化し、上記の湖は現在の四川盆地の中心にわずかに分布するだけに縮小されてしまう。したがって、早期ヒマラヤ運動は、台地においては、堆積岩で構成される被覆層を褶曲させ、かつ現在の四川盆地の基本的な地質構造の骨組を決めたのである。

### 3 四川盆地およびその周辺の構造区分

四川盆地は菱形の堆積盆地である。北西縁と東南縁との境界がすこし長く、互いにはほぼ平行に北東～西南方向へ延びている。東北縁西南縁との2つの境界、すこし湾曲しているが、主として北西方向に延びている。盆地が形成されていく過程は、その周辺の地質構造の形成と密接な関係にある。つまり印支運動によって、四川



第 I - 1 図 四川盆地周辺の大構造 (張繼銘ほか, 1984に加筆)

堆積盆地の発生期の形態が形成され、早期ヒマラヤ運動によって堆積盆地を構成する地層が全面的に褶曲をうけ、今の盆地の輪廓が決定されたのである。この地域構造の特徴とその形成過程を考えれば、盆地およびその周辺地域はつぎのいくつかの構造区に分けられる (第 I - 2 図)。

盆地の周辺地域は、竜門山構造帯、大巴山断褶帯、米倉山隆起 (区)、鄂湘黔断褶帯、峨眉山～涼山構造帯に分けられている。

盆地地域は、川西北沈降帯、川中隆起帯、川東南沈降帯に分けられている。

(1) 盆地の周辺地域

a. 竜門山構造帯

この地域は印支造山運動で強い褶曲運動をうけ、ヒマラヤ造山運動で断層運動をうけている。上部震旦系が先震旦の雑岩体を傾斜不整合関係でおおっている。カレドニア期の地層はすべて

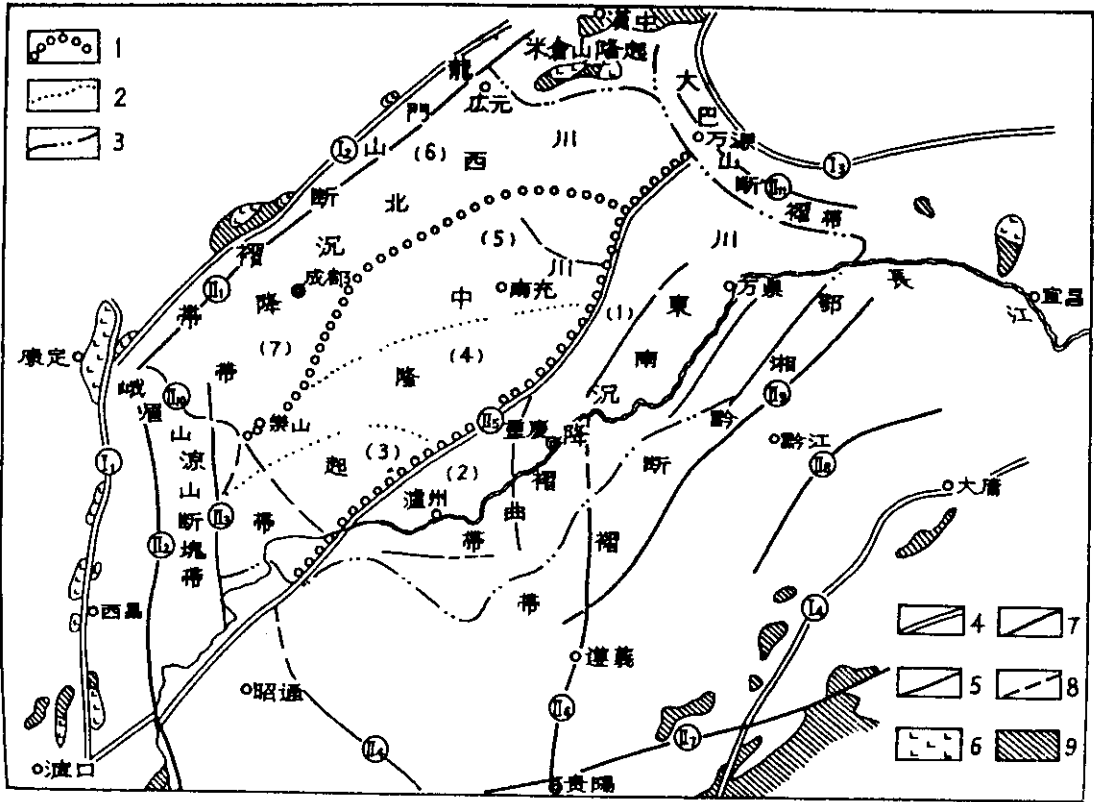
平行不整合関係で累重しているから、カンブリア造山運動は主として上昇運動と沈降運動のくりかえしであったと判断できる。カレドニア造山運動末には、楊子準台地の全域が隆起して陸域になり、広く浸食された。パリスカン造山運動によって竜門山断裂帯の東側が沈降し、竜門山に沿うように東北方向にのびる沈降帯が形成され、層厚数千メートルにおよぶデボン系・石炭系が堆積した。これ以後、楊子準台地は海底下に沈降し、二疊紀から竜門山周辺は東側と西側に分化していた堆積盆がつながった。二疊紀から早期三疊紀まで、この地域には海成の炭酸塩岩層が主に堆積した。晩期三疊紀早期に西方から海進があった後、西側の地向斜は隆起しはじめ、竜門山の西側がより早く隆起した。四川堆積盆地には、湖成の陸源碎屑岩類が堆積し、須家河層が形成された。晩期三疊紀に、竜門山の西側の地向斜沈降帯でつよい褶曲作用と変成作

地 層 層 序			地層符号	同位体 年代 (百萬年)	柱 状 図	厚 度 (m)	岩 性	造 構 運 動
界	系	統						
新 生 界	第四系		Q	3		0-500	礫石、砂、粘土。	ヒマラヤ運動晩期 ヒマラヤ運動早期 (四川運動)
	上新第三系		N	25		0-300	レンズ状砂岩を主体とする。	
	下第三系		E	80		0-800	極細粒砂岩を主体とする。凝灰岩、泥岩、砂岩、礫岩。	
中 生 界	白垩系		K	140		0-2000	砂岩と泥岩とを主体とする。凝灰岩、礫岩。	燕山運動早期
		ジュラ系	上統	J <sub>3p</sub>		650-1400	紫灰色塊状砂岩と紫灰色泥岩との互層。	
			中統	J <sub>2b</sub>		340-500	紫灰色泥岩と極細粒砂岩との互層。	
			下統	J <sub>2s</sub>		600-2800	紫灰色砂岩、泥岩、中部夾黒色頁岩、炭酸鈣化石に富む。	
	三疊系	上統	T <sub>3z</sub>	195	250-3000	生物介殼灰岩泥岩を主体とする。泥岩。	印支運動晩期	
		中統	T <sub>2l</sub>	205	900-1700	石膏を主体とする。白雲岩。		
		下統	廣慶江組	T <sub>1j</sub>		900-1700	石膏を主体とする。白雲岩。	印支運動早期
			飛仙閣組	T <sub>1f</sub>			暗紫灰色頁岩と灰緑色泥岩と石灰岩との互層。	
					250			
		古 生 界	二疊系	上統	P <sub>2</sub>		200-500	砂質層を主体とする。石灰岩、頁岩、砂岩。
下統	P <sub>1</sub>			270	200-500	石灰岩、炭質黒色頁岩を主体とする。		
石炭系	中統		S <sub>2</sub>	320	50	白雲岩、生物介殼石灰岩。	A/D-E運動	
	下統		S <sub>1</sub>		400-900	黒色頁岩、礫石に富む。生物介殼石灰岩。		
シルル系						20-50	頁岩、砂岩、石灰岩。	桐湾運動 激江運動 晋寧運動
						220-420	極細粒砂岩、泥岩、頁岩。	
						225-900	白雲岩、泥岩、石灰岩。	
							生物介殼、極細粒砂岩、頁岩に富む。石膏。	
元 生 界	震旦系	上統	Z <sub>2</sub>		200-1100	黄砂岩、砂岩、頁岩、黒色頁岩、白雲岩、礫岩、石灰岩。	桐湾運動	
		下統	Z <sub>1</sub>	850	0-400	紫灰色、灰緑色泥岩、頁岩、砂岩、礫岩、砂岩、礫岩。		
	元古宙		A <sub>nZ</sub>			板岩、片岩、千枚岩、大理岩、花崗岩。		

第 I - 1 表 四川盆地の層序 (張繼銘ほか, 1984を改編)

時代	地域	西部・北部	西南・南部	中部	東部・東南部
新生界	第四系	SH	a	a	a
	上第三系	大馬嶺群 Na			東湖群 K-Ed?
中生界	白堊系	上統 嘉陵組 K <sub>1</sub> 龍口組 K <sub>2</sub> 天馬山組 K <sub>3</sub> 龍門關組 K <sub>4</sub>	嘉定群 K <sub>2d</sub> ?		
	シヌーウ	上統 蓮花山組 J <sub>1</sub> 蓮花山組 J <sub>1</sub>	蓮花山組 J <sub>1</sub>		J <sub>1</sub>
	中統	上 蓮花山組 J <sub>2</sub> 蓮花山組 J <sub>2</sub>	蓮花山組 J <sub>2</sub>		J <sub>2</sub>
	下統	上 蓮花山組 J <sub>3</sub> 蓮花山組 J <sub>3</sub>	蓮花山組 J <sub>3</sub>		J <sub>3</sub>
	上三畳系	上統 蓮花山組 T <sub>1</sub> 蓮花山組 T <sub>1</sub>	蓮花山組 T <sub>1</sub>		T <sub>1</sub>
	中統	上 蓮花山組 T <sub>2</sub> 蓮花山組 T <sub>2</sub>	蓮花山組 T <sub>2</sub>		T <sub>2</sub>
	下統	上 蓮花山組 T <sub>3</sub> 蓮花山組 T <sub>3</sub>	蓮花山組 T <sub>3</sub>		T <sub>3</sub>
	下三畳系	上統 蓮花山組 P <sub>1</sub> 蓮花山組 P <sub>1</sub>	蓮花山組 P <sub>1</sub>		P <sub>1</sub>
	中統	上 蓮花山組 P <sub>2</sub> 蓮花山組 P <sub>2</sub>	蓮花山組 P <sub>2</sub>		P <sub>2</sub>
	下統	上 蓮花山組 P <sub>3</sub> 蓮花山組 P <sub>3</sub>	蓮花山組 P <sub>3</sub>		P <sub>3</sub>
古生界	石炭系	上統 蓮花山組 C <sub>1</sub> 蓮花山組 C <sub>1</sub>	蓮花山組 C <sub>1</sub>		C <sub>1</sub>
	中統	上 蓮花山組 C <sub>2</sub> 蓮花山組 C <sub>2</sub>	蓮花山組 C <sub>2</sub>		C <sub>2</sub>
	下統	上 蓮花山組 C <sub>3</sub> 蓮花山組 C <sub>3</sub>	蓮花山組 C <sub>3</sub>		C <sub>3</sub>
	デボン系	上統 蓮花山組 D <sub>1</sub> 蓮花山組 D <sub>1</sub>	蓮花山組 D <sub>1</sub>		D <sub>1</sub>
	中統	上 蓮花山組 D <sub>2</sub> 蓮花山組 D <sub>2</sub>	蓮花山組 D <sub>2</sub>		D <sub>2</sub>
	下統	上 蓮花山組 D <sub>3</sub> 蓮花山組 D <sub>3</sub>	蓮花山組 D <sub>3</sub>		D <sub>3</sub>
	シルル系	上統 蓮花山組 S <sub>1</sub> 蓮花山組 S <sub>1</sub>	蓮花山組 S <sub>1</sub>		S <sub>1</sub>
	中統	上 蓮花山組 S <sub>2</sub> 蓮花山組 S <sub>2</sub>	蓮花山組 S <sub>2</sub>		S <sub>2</sub>
	下統	上 蓮花山組 S <sub>3</sub> 蓮花山組 S <sub>3</sub>	蓮花山組 S <sub>3</sub>		S <sub>3</sub>
	オルドビス系	上統 蓮花山組 O <sub>1</sub> 蓮花山組 O <sub>1</sub>	蓮花山組 O <sub>1</sub>		O <sub>1</sub>
古生界	カンブリア系	上統 蓮花山組 K <sub>1</sub> 蓮花山組 K <sub>1</sub>	蓮花山組 K <sub>1</sub>		K <sub>1</sub>
	中統	上 蓮花山組 K <sub>2</sub> 蓮花山組 K <sub>2</sub>	蓮花山組 K <sub>2</sub>		K <sub>2</sub>
	下統	上 蓮花山組 K <sub>3</sub> 蓮花山組 K <sub>3</sub>	蓮花山組 K <sub>3</sub>		K <sub>3</sub>
	震旦系	上統 蓮花山組 Z <sub>1</sub> 蓮花山組 Z <sub>1</sub>	蓮花山組 Z <sub>1</sub>		Z <sub>1</sub>
	中統	上 蓮花山組 Z <sub>2</sub> 蓮花山組 Z <sub>2</sub>	蓮花山組 Z <sub>2</sub>		Z <sub>2</sub>
	下統	上 蓮花山組 Z <sub>3</sub> 蓮花山組 Z <sub>3</sub>	蓮花山組 Z <sub>3</sub>		Z <sub>3</sub>
	震旦系	上統 蓮花山組 Z <sub>4</sub> 蓮花山組 Z <sub>4</sub>	蓮花山組 Z <sub>4</sub>		Z <sub>4</sub>
	中統	上 蓮花山組 Z <sub>5</sub> 蓮花山組 Z <sub>5</sub>	蓮花山組 Z <sub>5</sub>		Z <sub>5</sub>
	下統	上 蓮花山組 Z <sub>6</sub> 蓮花山組 Z <sub>6</sub>	蓮花山組 Z <sub>6</sub>		Z <sub>6</sub>
	震旦系	上統 蓮花山組 Z <sub>7</sub> 蓮花山組 Z <sub>7</sub>	蓮花山組 Z <sub>7</sub>		Z <sub>7</sub>

第 I - 2 表 四川盆地における総合対比表 (元・国家地質総局四川石油普查勘探指揮部, 1978)



第 I - 2 図 四川盆地における構造区分略図 (張繼銘ほか, 1984に加筆)

第 1 級 (深部断裂) : I<sub>1</sub> 安寧河, I<sub>2</sub> 龍門山, I<sub>3</sub> 城口, I<sub>4</sub> 松桃・三都

第 2 級 (基盤断裂) : II<sub>1</sub> 彭灌, II<sub>2</sub> 甘洛小江, II<sub>3</sub> 峨眉金陽, II<sub>4</sub> 壇都馬山, II<sub>5</sub> 華蓉山, II<sub>6</sub> 遵義松坎, II<sub>7</sub> 貴陽芷江, II<sub>8</sub> 龍山秀山, II<sub>9</sub> 建始彭水, II<sub>10</sub> 峨眉瓦山, II<sub>11</sub> 万源

(1) 川東高褶曲帯, (2) 川南低褶曲帯, (3) 自流井凹陷, (4) 威遠龍女隆起, (5) 南充斜坡, (6) 通江凹地, (7) 成都凹地

1. 第 3 級構造単元の境界, 2. 第 4 級構造単元の境界, 3. 四川盆地の範囲, 4. 第 1 級構造単元の境界 (深部断裂), 5. 一般性地域断裂, 6. 先震旦紀花崗岩, 7. 第 2 級構造単元の境界 (基盤断裂), 8. 一般地域断裂 (推定), 9. 震旦系

用とがおこった。この変動の影響によって、竜門山とくにその北部も褶曲変形をうけた。これ以後、ヒマラヤ造山運動によって、この地域の構造がさらに変形され、盆地側へ衝上し、覆瓦構造ができた。さらに、竜門山の中中部と南部には、大規模な飛來峰 (ナップ) 構造が形成された。

b. 大巴山断褶帯

大巴山断褶帯は、主に複褶曲で構成され、その軸は南へでっばる弧を描いて南東から北西の方向へのびている。さらに、この帯にはおおくの断裂が発達している。もっとも古い地層は上震旦系で、先震旦系を傾斜不整合関係でおおっている。カレドニア造山運動の時には、北から南にむかって沈降帯の幅が狭くなり、地層の層厚も薄くなる。カレドニア造山運動末に秦嶺地



向斜の南部が隆起したのにもない、この地域も陸地になった。デボン系、石炭系は浸食のため欠除している。二疊紀から海になり、中期三疊紀ので主に海成層の炭酸塩岩が堆積した。早期印支運動以後、この地域は陸地の湖になった。

#### c. 米倉山隆起（区）

この地域は、竜門山と大巴山との2つの断褶帯の間に位置し、そのうち、漢南鷹咀崖雜岩体はこの地域の中心となる岩体である。主に、先震旦系の火地壩層群と火成岩とから構成され、東西方向に延びている。この地域の周囲には、震旦系からジュラ系までの地層が分布する。

竜門山と大巴山断褶帯と比べ、この地域の隆起量は大きく、とくに、下部古生代の浸食作用ははげしかったため、その時代の地層が、多く欠除している。印支運動の時代にもこの地域は相対的に隆起した。

#### d. 鄂湘黔断褶帯

この区域では、震旦系の上部と下部および下部古生界がよく発達し、層厚は5,000mほどである。カレドニア造山運動の時に上昇したので、デボン系、石炭系が欠除している。二疊紀から中期三疊紀まで、海成の炭酸塩岩層が堆積した。この地域は印支運動で陸化し、湖成層が堆積した。ジュラ紀末、震旦紀以降の台地における被覆層は褶曲作用をうけて変形しているが、それらは上部白亜系～第三系に傾斜不整合関係でおおわれている。その褶曲運動によって、この地域は褶曲山脈としての骨格ができあがり、盆地の東側の境界を画することになった。

この地域の褶曲は隔槽式褶曲（Trough-like folds）を特徴とし、背斜が幅広く、向斜がせまくなっている。

#### e. 峨眉山——涼山断塊帯（断層ブロック帯）

この地域は、いくつかの断裂によって断層地塊が形成されている。長い時代にわたって地塊状の差別的な沈降がつづく。下部震旦系と上部二疊系には火山岩がよく発達し、これらの時代に活発なマグマ活動のあったことを示している。この地域の断裂はその数も多く、かつ、規模も大きく、地質構造の形成に主要な役割を果たしている。

## (2) 盆地地域

盆地地域にも方向の異なる構造系があり、互いに複雑に切りあっている。四川盆地は華堂山褶曲帯と竜泉山褶曲帯とによって、3つの異なる構造区にわけられている。すなわち、西から東にかけて、川西北沈降帯、川中隆起帯、川東沈降～褶曲帯である。

### a. 川西北沈降帯（四川盆地の北西部）

この沈降帯は竜泉山の西側に位置し、主として中生代と新生代とに沈降した地域で、白亜系・第三系・第四系が広く分布している。地層はゆるく傾斜し、ほぼ北東方向に連続している。地球物理探査によると、その基盤の深さは6～11 kmまでおよんでいる。また、竜泉山褶曲帯を境として2つの第4級構造単元があるが、その西側は成都凹地で、北は梓潼～通江凹地である。

### b. 川中隆起帯（四川盆地の中央部）

この隆起帯は竜泉山と華堂山との間に位置し、ジュラ紀の赤色になった地層が広く分布している。古生代から中生代にかけて隆起した地域である。被覆層の厚さは川西・川東地域におけるその半分である。褶曲はゆるく、断層もあまりなく、それらの方向は定まらない。地球物理探査とわずかなボーリングの資料によると、基盤の深さは浅く、基盤隆起の高い場所ではその深さは4～5 kmである。地質構造の形成過程と分布の特徴から、さらに威遠～竜女寺隆起、南充斜坡、自流井凹地など3つの第4級構造単元にわけられている。

### c. 川東南沈降——褶曲帯

この地域は、華堂山と七躍山との間に位置している。ジュラ紀から沈降区にかわり、基盤の深さは7～9 kmほどである。地層は主に北東方向にのびる隔指式褶曲（ejective folds）を形式しているが、その褶曲の特徴は背斜がせまくて急傾斜の翼をもつのにたいして、向斜はゆるくて広い、背斜の軸部では、二疊系と三疊系が露出している。褶曲のつよさと地形的な高さを基準にした場合、この地域を川東高褶帯と川南低褶帯という帯に区分することができる。（附図 I - a, b および附表 I - a, b 参照）

## II 峨眉山の地質構造

### 1 はじめに

峨眉山は、四川盆地の西南隅（東経 $103^{\circ}15'$ ～ $103^{\circ}30'$ ，北緯 $29^{\circ}31'$ ～ $29^{\circ}40'$ ）に位置し、邛崃山脈南部の大峨山と二峨山と三峨山などをあわせると、約 $2,000\text{km}^2$ の面積である。ピークは金頂、千佛頂などがあり、それぞれ $3,077\text{m}$ ， $3,050\text{m}$ ， $3,098.8\text{m}$ の海拔標高である。その比高は東側の峨眉平野より $2,600\text{m}$ 以上高くなっている。金頂に登れば、西にまっ白い大雪山の奇峰絶壁，東に峨眉平野と成都平野が眺望できる。この光景はすばらしいもので、仙境にいるような気分を味わえる。

### 2 峨眉山の地質

峨眉山地域にはシルル系，デボン系，石炭系を除けば，各地質時代の地層が露出している（表II-1参照）。

### 3 峨眉山の地質構造

峨眉山は康滇地軸<sup>\*</sup>の東側，楊子準台地の西側縁辺に位置する。一列の複背斜と複向斜からなり，断裂もよく発達し，峨眉山-瓦山断塊ともよばれている。褶曲には大峨眉山背斜と二峨山背斜があり，南北から北東にのびる峨眉山大断層と北西～南東にのびる豊都廟断層によって，3つの断塊（断層ブロック）に分けられている。それらは峨眉山の南側にある二峨山断塊と峨眉山頂を含む大峨断塊，および北東方向の主軸をもつ菱形状峨眉平野断塊である（第II-1図）。

#### (1) 大峨山断塊（断層ブロック）

大峨山背斜とその東翼における次級桂花場向斜，控断山背斜からなり，一般走向は南北方向である。この地域でもっとも古いのは先震旦紀

の峨眉山花崗岩で，峨眉県の張溝，洪椿坪などの背斜核部にあたる地域に分布する。背斜の両翼では，核部から翼部にむかって，古生界と中生界が分布する。西翼はゆるい傾斜であるが，東翼ではしだいに傾斜が増し，その縁辺部では地層が逆転している。桂花場向斜と控断山背斜の軸は北西にのび，それらの各部では，それぞれ下部三疊系飛仙関組と下部二疊系が露出している。

この断塊の東南側には峨眉山大断層があり，北東方向にむかって $40\text{km}$ 以上つづいている。この断層は大峨山背斜を切り，先震旦紀花崗岩を二疊系，三疊系の上に衝上させており，その最大隔離は張溝で $1,700\text{m}$ に達している。この断層の落差は，北東にいくにしたがって減少し，鞆槽西側では第四系におおわれる。また，涼水井地域では上部白亜系が新第三系の上に衝上している。

この断塊の北縁は，西から東にかけてはほぼ西北西-東南東方向にのびる観心坡断層で区切られている。その断層は南西に傾斜する逆断層で， $18\text{km}$ くらいにのび，横ずれ断層と考えられている。大峨山背斜核部に分布する花崗岩と震旦系とは，この断層の活動のために，その北東縁で中・古生界と直接接している。この断層運動によって大峨山背斜だけでなく，桂花場向斜と控断山背斜もこのとき形成された。峨眉山大断層の落差が広がり，かつ，その西盤の岩体が上昇したのもこのときの変動による。この変動のため，峨眉山は峨眉盆地の縁辺に高くそびえ立つことになり，ここに著しい地形差を生じさせた（第II-1図の(A)，第II-2図）。

#### (2) 二峨山断塊

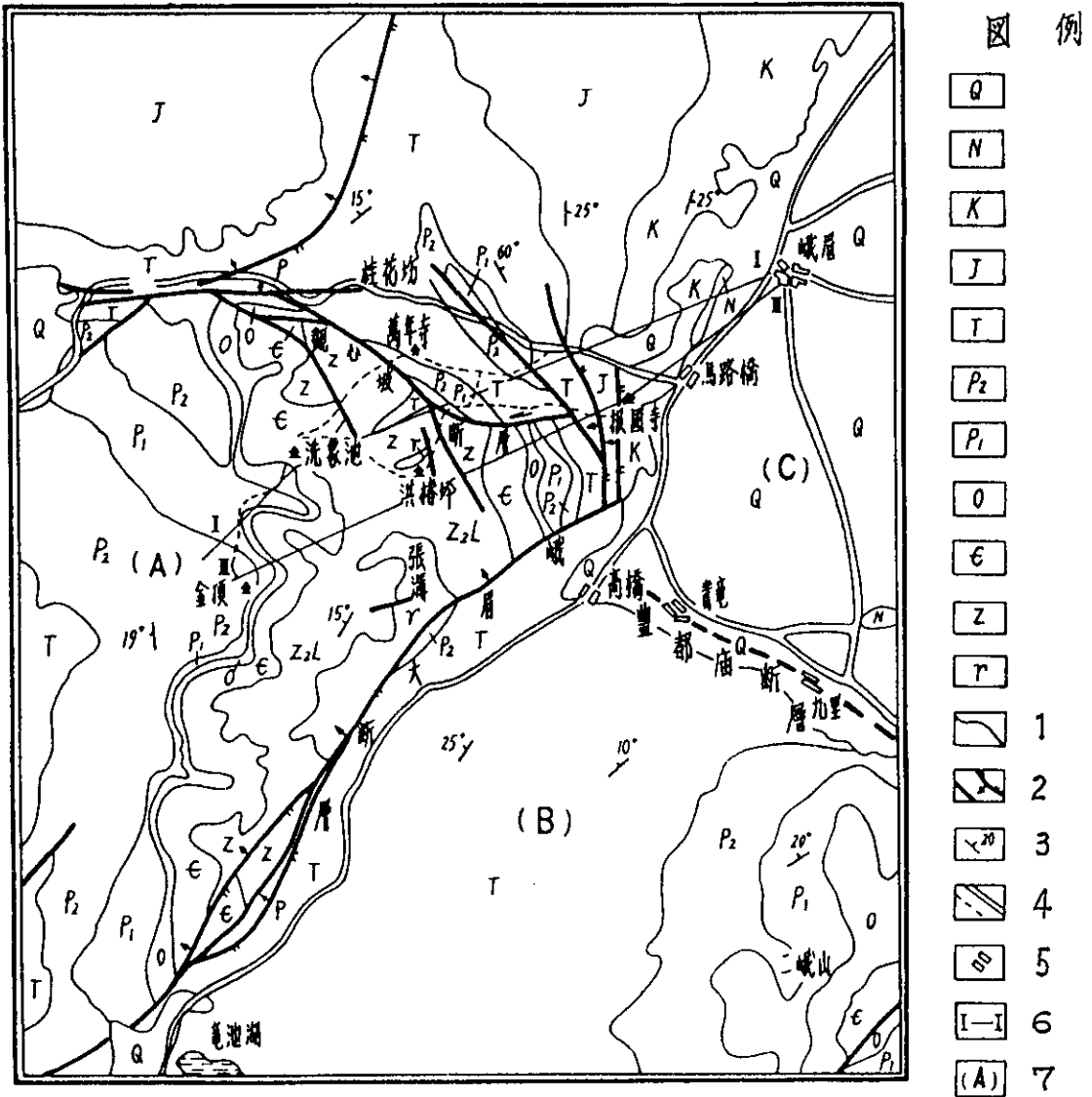
南北の軸をもつ二峨山背斜で構成され，核部ではカンブリア系が露出する。東翼はやや急傾斜で，ヒンジは北に $30^{\circ}$ ～ $40^{\circ}$ 傾斜している。その北端は二峨山断層<sup>\*</sup>で切られる。この断層は西南に傾き，大渡河岸沿いでは南北走向，豊都廟

\* 康滇地軸——四川省西部の西昌，会理，雲南省の西部地域を指し，カンブリア紀以降つねに上昇して，堆積層が薄い。

\* 豊都廟地域では，二峨山断層は豊都廟断層とも呼ばれている。

界	系	統	組	符号	厚さ(m)	岩性と化石		
新生界	第四系			Q	45~110	沖積、洪積、殘積、坡積層。		
		上新統	• 凉水井組	N <sub>2</sub>	?	中厚砂、礫層、砂層、極細粒砂質粘土層。植物化石 <i>Litsea</i> sp., <i>Carenia</i> sp. を産出する。		
中生界	白堊系	上統	• 瀘口組	K <sub>2g</sub>	483-861	深灰色、暗紫色泥岩。砂岩、泥岩が挟在する。動物化石 <i>Cristacypridea</i> <i>Sinocypripis</i> を産出する。		
			• 史閣組	K <sub>2j</sub>	308-401	泥岩を挟む深赤色細~極細粒砂岩。底部礫岩。 <i>Cypridea</i> 。		
		上統	• 蓬萊類組	J <sub>3p</sub>	230	紫赤、暗紫色砂質泥岩。極細粒砂岩を細砂岩が挟在する。底部灰綠色頁岩砂岩。 <i>Danlongiconcha</i> , <i>Darwinula</i> , <i>Eoestheria</i> , 魚類、爬虫類化石を産出する。		
			• 遼寧組	J <sub>3sn</sub>	307	深赤色泥岩、砂質泥岩、極細粒砂岩。動物化石 <i>Darwinula</i> , <i>Lycoprocypripis</i> を産出する。		
		統	• 沙漠廟組	上部	J <sub>3s</sub>	493.9	深赤色泥岩、砂質泥岩。細粒長石石英砂岩が挟在する。 <i>Uro</i> , <i>Psilonia</i> などの動物化石と <i>Coniopharis</i> 植物化石を産出する。	
				下部	J <sub>2s</sub>	73.6	紫、暗紫色泥岩。極細粒砂岩と浅灰色細粒長石石英砂岩との互層。頂部藍灰色層。 <i>Pseudograptolites</i> 化石を産出する。	
		中統	• 新田溝組	J <sub>2x</sub>	殘留0-100	灰綠色、暗紫色砂岩、泥岩。底部頁岩質石英砂岩。		
		下統	• 自流井組	J <sub>1z</sub>	104-360	紫赤、暗紫色、灰綠色泥岩、砂質泥岩。黄綠色極細粒石英砂岩。細砂岩が挟在する。 <i>Aspseudocardinia</i> , <i>Luochengella</i> などの化石を産出する。		
		三疊系	上統	• 須家河組	T <sub>3x0</sub>	576.84	砂岩、極細粒砂岩、泥岩。多くの石灰層が挟在する。上部 <i>Phyllozamia</i> , 中部、下部 <i>Yunnanophorus</i> , <i>Permophorus</i> , <i>Danaoopsis</i> などの動物、植物化石を産出する。	
				• 雷口坡組	T <sub>2t</sub>	462	頁岩岩、石灰岩。少量の黒色頁岩と緑色頁岩が挟在する。底部水雲母粘土岩。頂部礫層。 <i>Eumorphotis</i> 動物化石を産出する。	
• 嘉陵江組	T <sub>1j</sub>			158	上部石灰岩、頁岩岩、下部長石層砂岩。小粒石灰岩が挟在する。文鏡層、泥炭、虫跡、魚鱗、巴巻層理、葉跡、蝸牛痕などが発達する。 <i>Claraia</i> , <i>Maophoria</i> , <i>Enfilium</i> 動物化石を産出する。			
• 飛仙閣組	T <sub>1f</sub>			295.1	紫赤色、紫灰色長石石英砂岩、泥岩、含礫砂岩。			
古生界	二疊系	上統	• 沙湾組	P <sub>2s</sub>	95	上部紫赤色泥岩、極細粒砂岩。互層層が挟在する。中部黄綠色細~細粒層砂岩。底部紫赤色泥岩、石灰層が挟在する。植物化石 <i>Gigantopteris</i> , <i>Lobatanularia</i> , <i>Cordaites</i> を産出する。		
			• 峨眉山玄武岩	P <sub>2p</sub>	227-420	斜輝玄武岩、塊状玄武岩、杏仁状玄武岩。底部泥灰岩(厚さ2m)。 <i>Pecopteris</i> 植物化石を産出する。		
		下統	• 茅田組	P <sub>1m</sub>	512	上部紫灰色~深灰色生物碎屑石灰岩。礫石層が挟在する。下部灰~深灰厚層石灰岩、頁岩岩。底部極細粒砂質粘土岩。細砂岩が挟在する。 <i>Wentzelella</i> , <i>Nemissellina</i> , <i>Orthotetes</i> 動物化石を産出する。		
			• 梁山組	P <sub>1l</sub>				
	オールドビス系	中統	• 大乘寺組	O <sub>2d</sub>	140	灰色、灰綠色泥質極細粒砂岩と頁岩と極細粒砂質頁岩との互層。三葉虫 <i>Osmopsis</i> , <i>Taihungshania</i> , 筆石 <i>Didymograptus</i> , 菊石類 <i>Protocycloceras</i> 化石を産出する。		
			• 高河口組	O <sub>1g</sub>	120	暗色砂岩と紫赤色砂質泥岩との互層。泥質頁岩岩が挟在する。菊石類 <i>Cameroceeras</i> を産出する。		
	羅漢坡組	O <sub>1f</sub>	40	灰色頁岩と砂質頁岩と石灰岩との互層。頂部極細粒石英砂岩。三葉虫 <i>Lohanopsis</i> , <i>Chungkingaspis</i> , <i>Shumardia</i> , <i>Hualiangtingia</i> , 筆石類 <i>Dicyonema</i> 化石を産出する。				
		• 洗象池群	E <sub>2-3x</sub>	165	灰色、深灰色中~厚層状頁岩岩、泥質頁岩岩。頁岩質砂岩が挟在する。上部に腕足類 <i>Lingula</i> 化石を産出する。			
	生界	カリア系	中上統	• 大鼻山組	E <sub>2d</sub>	20.7	灰色、灰綠色頁岩岩、泥質頁岩岩。三葉虫 <i>Kaofia</i> , <i>Dabishania</i> 化石を産出する。	
				• 太陽坪組	E <sub>1t</sub>	101	灰色、深灰色厚層~巨厚層泥質頁岩岩。網状頁岩岩。	
中統			• 遇仙寺組	E <sub>1y</sub>	60.6	灰色、紫赤色厚層状石英砂岩、砂質頁岩岩、頁岩岩。三葉虫 <i>Palaeolenus</i> , <i>Redlichia</i> , <i>Yuehsienzella</i> 化石を産出する。		
			• 九老洞組	E <sub>1j</sub>	259.79	上部(53.29m): 灰色、灰綠色厚層~中厚層極細粒砂質泥岩、極細粒砂岩。三葉虫 <i>Wulingaspis</i> , <i>Chapaspis</i> , <i>Mianxiandiscus</i> , 腕足類 <i>Diandongia</i> , 古介形虫、蝦有類、微古植物化石を産出する。三葉虫化石の最上位の層位。 中部(158.89m): 灰色中厚層石英極細粒砂岩。磨礫層、磨礫石砂層岩が挟在する。頂部に軟層頁岩岩。微古植物類 <i>Myolitheus</i> , <i>Chancelloria</i> , 腕足類、腕足類、微古植物、遠征化石などを産出する。 下部(47.66m): 紫色~深灰色厚層粘土質石英極細粒砂岩。斑状黄鉄鉱を産出する。		
下統			• 漢陽坪組	• 夢地坪段(4段)	E <sub>1m</sub>	38.42	上部深灰色、深灰色細粒頁岩岩、磨礫層を挟む頁岩岩。下部灰色、深灰色球粒状磨礫層頁岩岩。矽質葉帯が挟在する。晶洞、溶孔が発達する。種類多数の小粒化石を産出する。上から下にかけて、次の2つの組合がある。 II. <i>Paragloborilus</i> ~ <i>Siphonoguchites</i> 組合: <i>Ovalitheca</i> , <i>Lapworthella</i> , <i>Benella</i> など。 I. <i>Anaberites</i> ~ <i>Circotheca</i> 組合: <i>Rugatotheca</i> , <i>Coalella</i> など。	
								• 福見崗段(3段)
元生界			震旦系	上統	• 余山段(2段)	Z <sub>2y</sub>	507.14	花斑状、層状、条带状頁岩岩。燻化石を産出する。
					• 張溝段(1段)	Z <sub>2z</sub>	115.01	下部細晶頁岩岩、砂礫頁岩岩、上部泥晶頁岩岩、内碎屑頁岩岩。燻化石を産出する。
					• 喇叭崗組	Z <sub>2t</sub>	47.53	底部含礫砂岩。下部石英砂岩。頁岩岩が挟在する。上部頁岩岩、頂部黒色炭質頁岩岩。燻化石を産出する。
					• 峨眉山花崗岩	Y <sub>2</sub>		灰色、肉赤色似斑状深雲母花崗岩。絶対年代 817my (K-Ar法)。

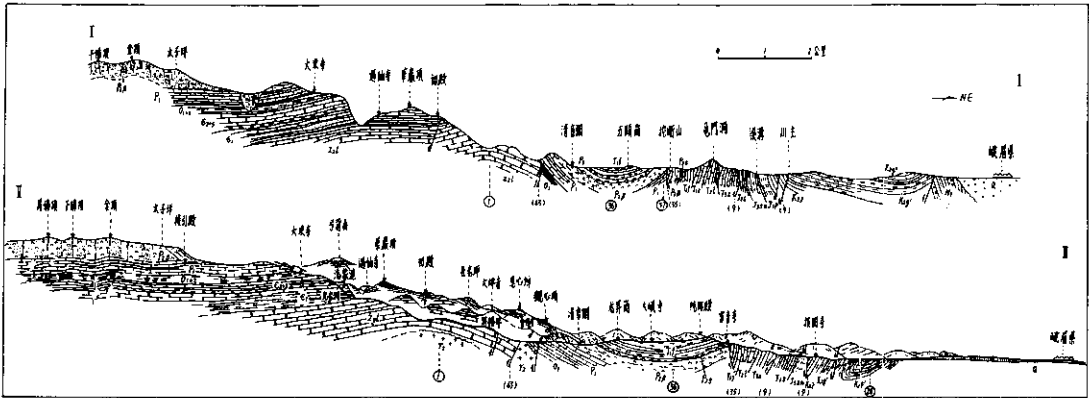
第II-1表 峨眉山地域の層序区分略表(成都地質学院, 1980, 1983を編修)



第II-1図 峨眉山地域の地質と地質構造の略図 (成都地質学院, 1980に加筆)

Q 第四系, N 第三系, K 白亜系, J ジュラ系, T 三疊系,  
 P<sub>2</sub>上部三疊系, P<sub>1</sub>下部二疊系, O オルドビス系, E カンブリア系,  
 Z 震旦系, r 花崗岩

1. 地層境界線, 2. 断層, 3. 走向・傾斜, 4. 道路, 5. 集落,  
 6. 断面位置, 7. 断塊番号



第II-2図 峨眉山——峨眉県の地質断面図（四川省地質局改編）

V<sub>2</sub> 先震旦系花こう岩, Z<sub>2</sub>L 上部震旦系喇叭崗組と洪椿坪組, C<sub>1</sub> 下部カンブリア系麥地坪段, 九老洞組, 遇仙寺組, E<sub>2,3,4</sub> 中部・下部カンブリア系大鼻山組 (E<sub>2</sub>) と洗象池組 (C<sub>2-3</sub>), O<sub>1+2</sub> 中部・下部オルドビス系羅漢坡組, 高洞口組, 大乘寺組, P<sub>1</sub> 下部二疊系石灰岩, P<sub>2β</sub> 上部二疊系峨眉山玄武岩, P<sub>2S</sub> 上部二疊系沙湾組, T<sub>1f</sub> 下部三疊系飛仙閣組と銅街子組, T<sub>1j</sub> 下部三疊系嘉陵江組, T<sub>2L</sub> 中部三疊系雷口坡組, T<sub>3x</sub> 上部三疊系須家河組, J<sub>2S</sub><sup>2</sup> 中部ジュラ系沙溪廟組, J<sub>3Sn</sub> 上部ジュラ系遂寧組, J<sub>3p</sub> 上部ジュラ系蓬萊鎮組, K<sub>2j</sub> 上部白亜系夾関組, K<sub>2g</sub> 下部白亜系灌口下組, K<sub>1g</sub><sup>2</sup> 下部白亜系灌口上組, N 上部第三系, Q 第四系

- ① 峨眉山背斜, ②⑥ 大廟向斜, ③⑤ 桂花場向斜, ④⑦ 牛背山背斜,
- (19) 報国寺沖断層, (25) 牛背山沖断層 (43) 萬年寺沖断層

地域では北西方向にのびていき、九里地域で地下に埋没する。この断層によって、二峨山の西部と南部は上昇し、北部と東部が沈降した。この結果、古生界は中生界のジュラ系と白亜系とに接することになり、二峨山のような中低山脈と峨眉平野との地形の急遷点が形成された（第II-1図の（B））。

(3) 峨眉平野断塊

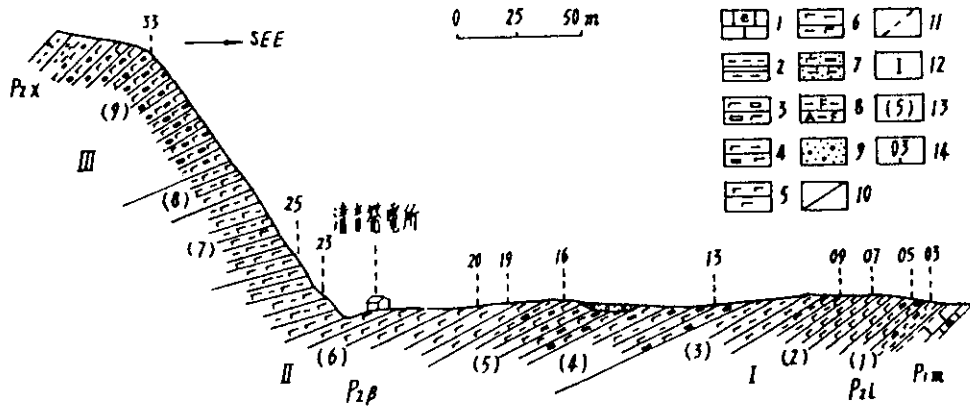
峨眉山大断層と豊都廟断層との間に位置する断塊である。大峨山断塊と二峨山断塊が著しく上昇したため、この断塊が相対的に沈降した。晩期第三紀以降に浸食、運搬、堆積作用がおこり、北東方向に傾斜する菱形の平野が形成された。新第三系の上には160m以上の沖積層と洪積層がおおっている（第II-1図の（C））。

(4) 峨眉山玄武岩

峨眉山玄武岩は、晩期二疊紀の早期に楊子陸内プレートにできた地溝の縁辺で溢流した塩基性火山岩で、雲南省と貴州省と四川省との3省にわたる30万km<sup>2</sup>の地域に広く分布している。その厚さは227~420mで、下位竜潭組 (P<sub>2</sub>l) とは平行不整合の関係にあり、上位の沙湾組 (P<sub>2</sub>s) (宣威組 P<sub>2</sub>xともよぶ) に平行不整合の関係でおおわれている。峨眉山玄武岩は、わが国の地質学者の先達である趙亜曾によって1929年から研究され、彼によって命名された。

第II-3図は、最近、成都地質学院の熊麟華、李建林によって公表された峨眉山玄武岩の断面図である。

峨眉山地域では、峨眉山玄武岩は厚さ257.68mで、9回の溢流と3つの輪廻（第3輪廻が不完全である）に分けられている。この岩体には



第II-3図 峨眉山清音発電所における晩期二疊紀の玄武岩の断面図 (熊舜華ほか, 1984)

杏仁状構造がみられるが、その底部ではわずかで、頂部にむかって顕著になってくる。また、岩体の中央部ではごくわずかか、ほとんどみられない。峨眉山玄武岩は斜斑玄武岩 (弱アルカリ玄武岩)・隠晶~微晶玄武岩・杏仁状玄武岩などから構成されている。

斜斑玄武岩は峨眉山玄武岩の主な構成岩類で、とくに岩体の上部に多い。それぞれの輪廻のはじめにこの種類の玄武岩が噴出したとみられる。隠晶~微晶玄武岩は青灰色、浅灰緑色、緑黒色を呈し、柱状節理がよく発達している。杏仁状玄武岩には杏仁体が体積比で12%から30~35%ほどをしめることがある。その形状と大きさもさまざまであり、石英・緑泥石・方解石・蛋白石などからなっている。杏仁状玄武岩の全体からみると、石英に富んだ杏仁体は下位から上位にかけてしだいに増え、第二輪廻に石英脈と直径5 cm以上の杏仁体も観察される。この事実は峨眉山玄武岩が下位から上位にむかって SiO<sub>2</sub> に富むようになったことを示す。

(5) 峨眉山の震旦系-カンブリア系

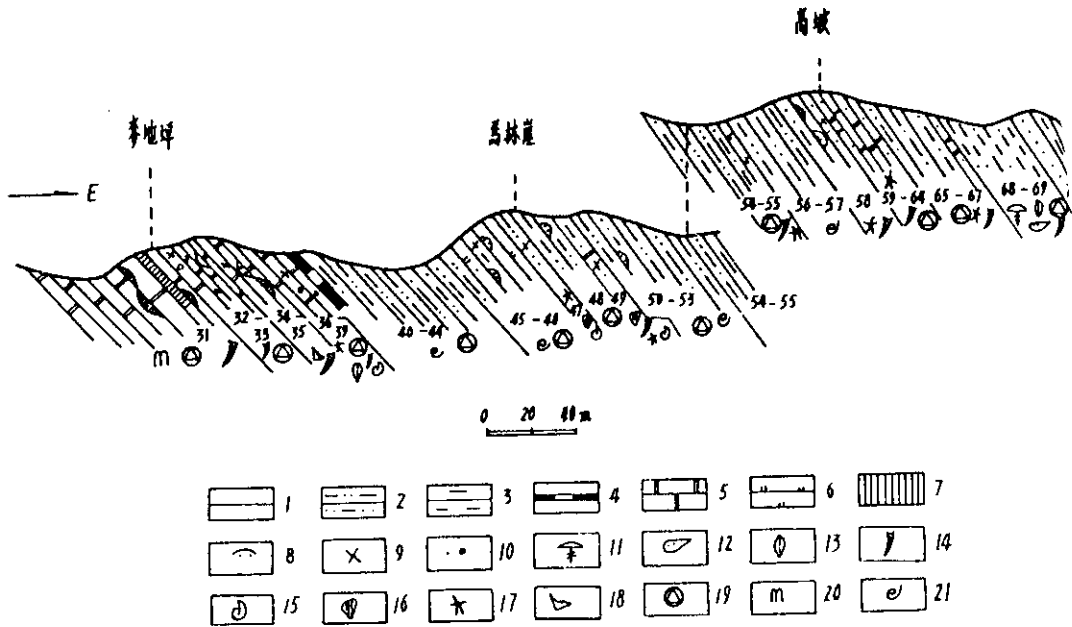
峨眉县城南から10kmほどに高橋鎮があり、そこから西に3 kmほどいくと、麦地坪がある。麦地坪では震旦系-カンブリア系がよく発達している。1961年以来、この地域の震旦系および

震旦系-カンブリア系境界は成都地質学院によってくわしく研究されてきた。1978年にはIGCPの先カンブリア-カンブリア境界グループによって、先カンブリア系-カンブリア系の模式地の候補とされた。

麦地坪は峨眉山背斜の東側にあつて、峨眉山大断層の上盤側の地塊上にある。地層は東側に傾斜し、正常層である (第II-1図の西部)。麦地坪垭口から西に80mほどいった所に震旦系最上部の猫兒崗段が露出し、そこから東へカンブリア系基底部の麦地坪段と九老洞組の地層を観察できる。

洪椿坪組 (Z<sub>2</sub>h) の猫兒崗段 (Z<sub>2</sub>m) は、図II-4の31層をさし、青灰色から浅灰色の厚い微晶質の白雲岩層である。珪質帯が層状になっていて、次生晶洞、溶孔も発達している。そのなかに、藻類、ストロマトライト、微古植物化石などをふくむ。この段の頂部から2 mほど下位の地層に0.5mの厚さで膠磷鉱を含む砂質の白雲岩層があり、少量の微化石が発見され、小殻化石の最下位層準といわれている。

洪椿坪組麦地坪段 (t<sub>2</sub>m) の下部は第II-4図中の32-35層を指し、灰色~深灰色で薄層~中厚層の球粒状膠磷鉱を含む微晶白雲岩層からなり、すじ状に珪質になっているところがある。部分的に磁が塊となっている。この層には、底



第II-4図 峨眉山地坪——高城震旦系——カンブリア系の断面図（成都地質学院震旦系  
 專題組，1982）

- 1. 砂岩, 2. 粘土質極細粒砂岩, 3. 泥岩, 4. 炭質頁岩,
- 5. 白雲岩, 6. 白雲質をふくむ, 7. 珪質岩・珪質条帯, 8. 海緑石をふくむ,
- 9. 膠磷鉱をふくむ, 10. 砂・礫をふくむ, 11. 三葉虫,
- 12. 古介形虫, 13. 腕足類, 14. 軟舌螺類, 15. 腹足類,
- 16. 骨片類, 17. 骨針類, 18. 牙形刺類, 19. 微古植物,
- 20. 藻類, 21. はい跡化石

部冲刷，波状層理，晶洞容孔がみられ，最上部には大きさがわずか1mmほどの小殻動物の化石が多量にふくまれている。この段の上部は36-39層とよばれ，灰色で細粒の白雲岩層と，膠磷鉱をふくむ不淘汰の砂質白雲岩層とからなる。この層には，小殻動物の化石が多くふくまれるが，それらの大きさは径10mmほどである。

下部カンブリア系の九老洞組（E<sub>1j</sub>）は層相から3つの段に分けられる。

下段：40-44層とよばれ，灰～暗灰色で苦灰岩質の石英粒のめだつ極細粒砂岩層と砂質泥岩層とからなり，基底部には一枚の黒色で炭化物をふくむ頁岩層がある。層理面の付近には黄鉄鉱が密集している。化石はごくまれにしかふくまれない。

中段：40-64層とよばれ，灰～暗灰色で，石英粒のめだつ極細粒砂岩層・苦灰質の極細粒砂岩層・泥岩質の極細砂岩層からなる。そのなかに，磷鉱層や海緑石の砂粒をふくむ不淘汰の苦灰岩層がはさまれ，小殻動物の化石がたたくふくまれる。とくに，それらの化石は海緑石や膠磷鉱をふくむ白雲岩層に集中している。

上段：65-67層とよばれ，暗灰色から灰緑色の砂質泥岩層と極細粒砂岩層からなり，まれに，海緑石や石英粒のめだつ極細粒砂岩層をはさむ。この層は峨眉山地域で古介形虫，三葉虫化石をふくむ最下位層である。腕足類，軟舌螺類，骨針類，腹足類などの化石もふくまれる。

以上の事実から，峨眉山地域における震旦系とカンブリア系の境界を設定する目安としては，

次の2つがあげられる。(A)震旦系は最上位の膠磷鈳をふくむ厚さ0.5mの砂質の苦灰岩をのぞけば、ほとんど白雲岩、珩質白雲岩で構成されている。多くの膠磷鈳を含む白雲岩層と珩質岩層はカンブリア系に属する。(B)数多くの種類の小殻動物化石が最初に出現するところをもって、カンブリア系のはじまりと考えることができる。

#### (6) 巡検コース (第II-5図)

##### a. 川主—荷葉湾

峨眉鼎城南から4kmの川主郷から荷葉湾石英砧にかけての道路に沿う断面である。上部ジュラ系蓬萊鎮組、上部白亜系夾関組、灌口組、上部第三系凉水井組の変形構造などを観察する。

##### b. 竜門洞

峨眉鼎城西から10kmほどの天景郷にあり、全長1.5kmの鍾乳洞である。地質構造のうえからは搾断山背斜の北東翼にあたる地域である。道路に沿う断面と竜門洞川の河岸で、上部二疊系沙湾組、下部三疊系飛仙関組、嘉陸江組、中部三疊系雷口坡組などの地層が連続してみられ、それらの地層の逆転や各種の堆積構造がみられる。海成の堆積岩層の層相と堆積構造が教科書的にみられるので、1983年に、四川省人民政府によって自然科学保護地域に指定された。

主に、飛仙関組、嘉陸江組の層相や堆積相(各種の層理、たとえば槽形層、板状層理、波状層理、変形層理、交錯層理、波痕、亀裂、重荷模、渠跡、生痕)などを観察する。

##### c. 清音発電所—搾断山

竜門洞の西側にあり、搾断山背斜の南西翼である。主に峨眉山玄武岩の岩質およびその構造の特徴(気孔、杏仁、柱状節理)を見学する。

##### d. 五頭崗—一線天

桂花場向斜、一線天狭谷、峨眉山花崗岩、観心坡断層を見学する。

##### e. 麦地坪

震旦系—カンブリア系の層相、化石、境界の区分を見学する。

##### f. 張溝—余山

先震旦紀の峨眉山花崗岩、花崗岩と震旦系と

の関係、峨眉山大断層を見学する。

##### g. 接引殿—金頂

金頂と万佛頂との単斜山地形、峨眉平野、峨眉山玄武岩の構造、峨眉山山頂上での日の出、雲海、寶光などを見学する。

##### h. 金頂—洪椿坪

下二疊系、下部オルドビス系、カンブリア系、震旦系などの層相や岩質や、化石および岩質と地形の関係を見学する。

## 4 峨眉山の紹介

峨眉山は四川省成都平野の西南部隅に位置し、平野の縁から急に高度をあげ、頂上は雲の上にそびえている。快晴ならば、数10kmの遠方から峨眉山の頂上付近の3つの峠が見える。

千百年前以来、峨眉山は、その美しい山容および伝統と由緒ある仏教寺院によって全世界で有名になった。わが国の五岳四山のなかでも第一の秀峰とよばれ、五岳より高く、九州よりきれいで、震旦第一という誉れが高い。

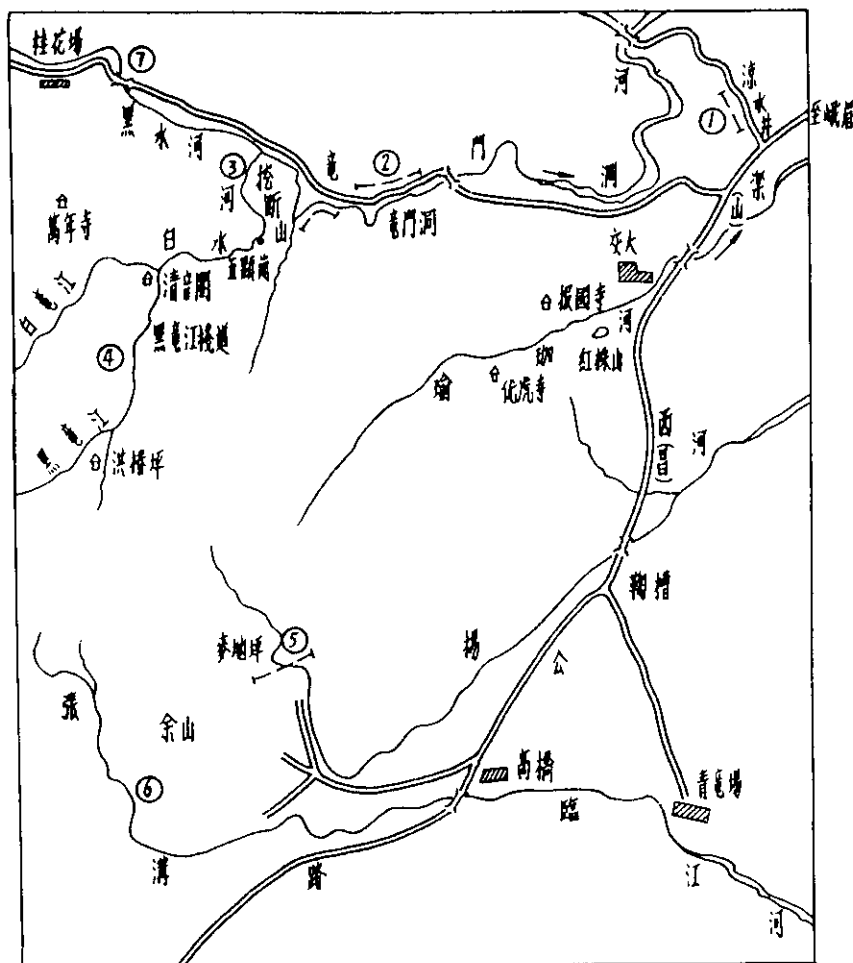
峨眉山は多種多様な動植物に恵まれ、かつ、地質でも全国有数の模式地とされる山である。

### (1) 峨眉山の由来とその開発史

峨眉山は、漢代以前には蒙山、または、牙山、勝峰山とよばれていた。漢代以降、峨眉という名称をあてている古書がみられる。「益州記」では「峨眉山は南安县にあり、2つの山が対置していて、その様は娥眉のようである」と記されている。いくつかの秀麗な山峰が主峰にたなり、その様子が長い眉毛や新月の形に似ているため、峨眉とよばれたとも言われる。

峨眉山の開発の歴史は古く、道教の修業地としてひらかれた山である。「道経」によれば、広成子(または天皇真人)という人が峨眉山のある絶壁のふもとで、1軒の小さい茅ぶきの小屋をつくって生活したのがそのはじまりといわれる。彼は学問に精通し、天文から地理にいたるまで知らないものはなかった。黄帝は遠方から困難辛苦をかさねて来山し、広成子に教を乞うたそうである。黄帝はこのことによって、





①～⑦ 巡検コース番号

第II-5図 峨眉山地質巡検コース図

それ以後の数十年間、皇帝として君臨することができたのである。

その後、道家が峨眉山を本拠地にして虚霊洞天（霊太妙洞天）を開いた。しかし、道家は居を定めずに修行を重ねたため、その行跡をきめることができない、道教に関しての話が古くから多いにもかかわらず、その行跡や内容がよくわからないのはそのためである。

漢代から、峨眉山では仏教がさかんになり、唐代までその規模は大きくなってきた。唐代～宋代以後、峨眉山はわが国の有名な仏教地とされた。峨眉山では普賢を供奉されているといわ

れる。

峨眉山の数多くのお寺は漢代から建築され、唐代と宋代に仏教の広く流布されるに伴い、さかんになってきた。中国の有名な詩人、たとえば李白、陶游、蘇東坡、范大成などは数多くの峨眉山に関する詩も書いた。明代～清代に、峨眉山の仏教はふたたびさかんになり、たくさんの新しいお寺が建築された。各時代の皇帝からたまわった数多くの匾額ものこっている。今、峨眉山の東ふもとの「报国寺」の正門上にかかっている「报国寺」の匾額は清代の康熙皇帝からたまわったものである。

## (2) 峨眉山の地形と河川

「峨眉」という2字には、峨が高く、眉がきれいという意味ある。大峨山の頂上としての金頂、千佛頂、万佛頂の海拔はそれぞれ3,077m、3,050m、3,099mで、峨眉平野より2,600m以上高くなる（峨眉県城450mほど）。唐代詩人李白が「峨眉が西極天より高く、天際と平らい」という詩句で峨眉山の高くきびしいようすを形容したこともある。

峨眉山地域は大峨山、二峨山、三峨山を含み、総面積2,000km<sup>2</sup>に及んでいる。二峨山は大峨山の東南側に位置し、海拔1,900mである。三峨山は二峨山の南側に位置し、海拔2,000mである。峨眉県城から西南へみれば、大峨山、二峨山が対応し、美人の長い眉のように美しいのである。

二峨山は古くから綏山ともよばれ、唐代にお寺などの古跡がたくさんあって、大峨山と並び称される。その山に1つの溶洞があり、その入り口には石碑で、「紫芝洞」という3字がしるされている。これは唐代の書法家の呂純陽が書いたものだそうである。

明代と清代以降、大峨山の開発がすすみ、大峨山の風景は峨眉山の代名詞になってきた。今、「峨眉山」という呼称はほとんど大峨山を指す。

大峨山の3つの頂上は南北に直線的に並んでいる。その東側は万丈の絶壁になっており、落差1,600mほどで「舍身崖」とよばれる。その西側はゆるく傾斜し、東側のきびしいようすと著しい対称をなしている。地形学では、単面山とよばれる。大峨山の主峰はその1つが北へ湾曲してのび、洗象池と蓮花石から北東北へ向きをかえて、華巖頂、初殿—長老坪などにいたる。さらに、北東の万年寺の鉢盂山へとつらなり、高さを減じながら東西方向にのびる。もう1つは、大乘寺から北東に、蓮華峰、大坪、清音閣をとおり、黒（竜）白（竜）江へとつづき、高度も低くなる。その第三番の支脈は雷洞坪から天池峰、宝掌峰を経て、再び2つに分かれる。1つは白雲峰を経て、黒竜江の東側に沿い、五頭崗までつづき、もう1つが玉女峰、鳳凰を経て、竜門洞で終る。このように、大峨山の頂上

から3つの支脈が北東方向へのび、きれいな山容を形成している。

峨眉山地域の河川は、山岳の配置と密接に対応している。その東ふもとでは臨江、趕山溪、瑜珈河の河川がある。一番大きな峨眉河は西から東へ流れ、両河口付近で白水河と黒水河という2つの支流に分かれる。黒水河は北部縁辺で峨眉山をかこむように流れ、白水河は清音閣で再び黒竜江と白竜江に分けられ、峨眉山の3つの支脈の間をぬうように曲流している。

## (3) 峨眉山の気候と生物

峨眉山で高さによって気象条件がきわめて異なる。頂上付近では四季を通じて冬のように気温が低い、山のふもとでは春夏秋冬がくりかえされる。

洪椿坪と万年寺より標高が低い（1,000mより低い）地域では地形がゆるやかで、気候も平野と同じである。この地域の植生は落葉闊葉林で、白腊樹、香楠木などがその代表的なものである。九老洞と洗象池をむすんだ（標高1,000～2,000m）地域では、地形がきびしく、水も多いので、植物がもっとも繁茂し、常緑闊葉林の樟、櫟樹、青杠などの木が多い。洗象池と大乘寺以上（標高2,000m以上）の地域でそこが低い雲のかかる位置なので、毎日霧や雨があり、気温も低く、真夏でも山のふもとは初冬のような気候である。毎年9月に雪が降り始めるが、雪が厚く積もる場所では、翌年の5月まで残る雪がある。植生は高山針葉林、主に冷杉、箭竹である。金頂付近（標高3,000m以上）では、低雲層より標高が高いので、日照数をもっとも多い場所である。このため、峨眉山の山腹にこい雲霧がかかっているが、金頂では快晴であるという気象上の特徴がある。

峨眉山では数1,000種類の植物があり、そのうち薬用植物と観賞植物が2,000種類もある。白腊樹、10数種の竹、高山杜鵑（大乘杜鵑、七里杜鵑）、冷杉などが有名である。これらのうちの100種類以上のものは峨眉山特有なものである。このため峨眉山は植物学的研究にはきわめて貴重な天然植物園ともいわれている。

峨眉山に生息する動物の種類も多い。めずらしい動物としては、小熊猫、蘇門羚、白鸚鵡、大きいトカゲ（長さ60cmもある）、枯葉蝶、弹琴蛙、胡古蛙などがある。これらの動物は峨眉山の1つの観光の名物となっている。とくに峨眉山の猿の群は活発で、観光客と一緒にあそぶことがよくある。九老洞と洗象池などの寺院ではこれらの猿の群の餌づけをしている。

### III 竜門山中部の飛来峰(ナップ)構造

#### 1 はじめに

竜門山は、四川盆地の北西縁辺に位置する、東北—西南方向にのびた長さ約500km、幅50~60kmで、海拔高度3,000m以上の山脈である。広元から江油・綿竹・安県にかけての地域を北部、その西南方の灌県までの地域を中部、灌県から宝興・蘆山にかけての地域を南部とよぶ。竜門山は四川省北西部の20県にまたがり、30,000km<sup>2</sup>の面積を占めている。これは四川盆地の北西縁では茂汶、青川県などにも及ぶ広い地域である。さらに北方の陝西省の勉県や漢中などの地域、南では天全、瀘定地域に達している。構造・地形・地質構造発達史・古生物の特徴などは中国東部地域と著しい対照をなして、中国の西部と東部との境界地域とされている。

#### 2 竜門山の地質

竜門山地域は、大構造 (geotectonics) からみて特異で、かつ重要な場所である。つまり、北には東西方向の秦嶺地軸、南には川滇 (四川省、雲南省) の南北方向の構造帯、西には北東—南西方向の甘孜地向斜褶曲系 (テーチス—ヒマラヤ構造地域の範囲)、東には揚子準台地の四川沈降区などがそれぞれ接している。竜門山はこうした大構造上の重要な場所に位置しているため、竜門山地域の構造形成をめぐっては、長期にわたる論争がくりかえされてきた。

数10年にわたる研究を総括すると、竜門山地

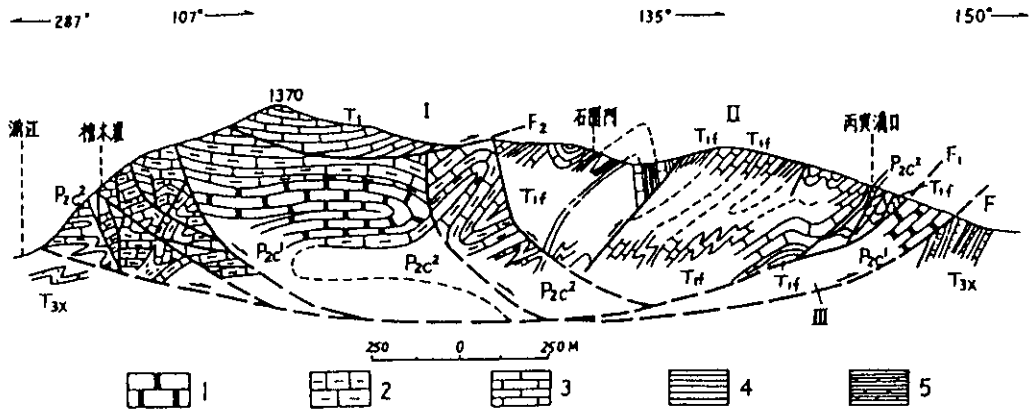
域には、北西部の青川—茂汶—起羊溝断裂帯、中央部の北川—映秀—塩井断裂帯、東南部の江油—灌県—双石断裂帯という3つの大きい断裂帯があり、それぞれ後山断裂帯、中央断裂帯、前山断裂帯とよばれることがある。後山断裂帯と中央断裂帯とは深部断裂である。

この3つの断裂帯には数多くの共通点がある。すなわち、いずれの断裂帯とも竜門山地域の主な構造要素となっており、竜門山の構造の発達史に深い影響をあたえている。また、この3つの断裂帯はすべて北東—南西方向の一般走向をもち、全体として北西に45°—70°急傾斜している大規模な衝上断層である。部分的ではあるが、既存の地下の深部の資料から判断すると、これらの断裂帯の傾斜はゆるくなっているようである。後山断裂帯の北西側には三疊紀の松潘—甘孜地傾斜があり、弱変成岩があり、前山断裂帯の東南側には四川盆地の中生界の陸成層が分布する。いずれも竜門山の両側では著しい時代差がある。このことからすれば、これらの断裂帯の落差はかなり大きいものと考えなければならない。これらの断裂帯では覆瓦状構造と飛来峰構造 (ナップ構造) がよく発達しているが、これも竜門山構造帯の著しい特徴になっている。(第III—1図)。

竜門山構造帯と3つの大断裂帯は、先カンブリア紀の古い雑岩体・混合岩・片麻岩・片岩・震旦紀の火山岩・同碎屑岩層・シルル紀の弱い変成岩・デボン紀の石灰岩層と白雲岩層・石炭紀と二疊紀の炭酸塩岩層・中期と早期の三疊紀の石灰岩層・同頁岩層・晩期三疊紀の陸成碎屑岩層・早期第三紀の砂岩層と礫岩層などで構成されている。中部地域ではカンブリア系とオルドビス系とシルル系が欠除している (表III—1参照)。

#### 3 竜門山中部の飛来峰構造

竜門山の飛来峰構造については、1940年代から朱森、黄汲清、譚錫畴はかによって予察的な概査がなされた。よりくわしい地質調査がなされるに伴って、本地域における飛来峰構造の全



第III-1図 棺木崖飛来峰の地質断面略図 (刘肇昌, 1984)

1. 燧石石灰岩, 2. 炭質石灰岩, 3. 石灰岩・白雲質石灰岩,  
 4. 紫色砂質岩・泥灰岩, 5. 砂質岩・石炭層,  
 F: 主要な滑動面, F<sub>1</sub>-下部滑動面, F<sub>2</sub>-上部滑動面,  
 I 上部滑動体, II 中部滑動体, III 下部滑動体

貌がしだいにあきらかになってきた。

#### (1) 飛来峰構造の分布・形態・構成岩類

飛来峰構造はその大部分が中央断裂以東のいわゆる前山地域に集中してみられる。広元県三磊坝, 江油県唐王寨, 彭県小魚洞, 蘆山県靈閣, 大邑県小飛水などの地域では飛来峰構造が発達し, そのうちでも彭県から灌県にかけての中部地域には典型的な飛来峰構造がみられ, 彭灌飛来峰群ともよばれている。これが竜門山地域の代表的な飛来峰構造である。

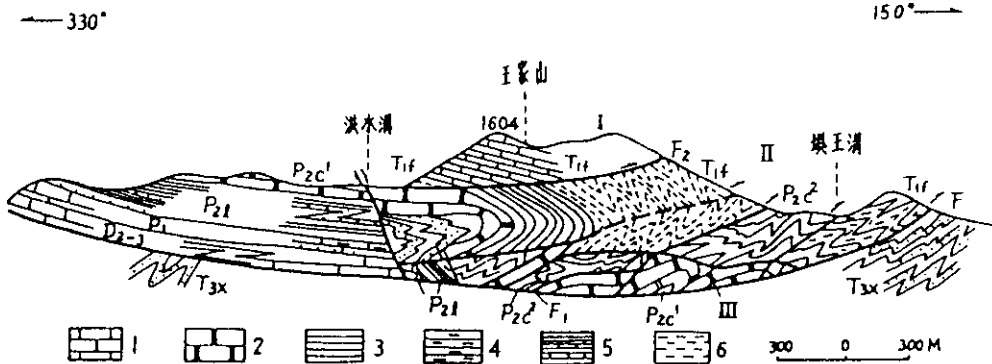
彭灌飛来峰群は大小の数10個の飛来峰構造からなり, 小さいものが0.2km<sup>2</sup>以下, 大きいものが24km<sup>2</sup>ほどで, その総面積は100km<sup>2</sup>以上におよんでいる。飛来峰群の分布はほぼ上述した大断裂帯の一般走向と一致し, 北西から東南にかけてしだいに低くなっていく地形面に沿ったかたちで分布している。その中では, 懶板登-小魚洞飛来峰, 白鹿頂飛来峰, 塘坝子飛来峰, 天台山飛来峰, 尖峰頂飛来峰などが有名である。

飛来峰構造を構成している地層は中部~上部デボン系の白雲岩層と砂岩層・石炭系と二疊系の石灰岩層・中部~下部三疊系の石灰岩層と頁岩層などである。石炭系と二疊系と三疊系など

で構成される飛来峰のなかには, 先震旦系の雜岩体の地塊と変成岩の岩体をふくむものもある。こうした飛来峰は上部三疊系須家河組の石炭層を含む砂岩頁岩互層の上に衝上しており, その断層面は一般には20°ぐらいの低角である。塘坝子飛来峰だけは須家河組とジュラ系の上に衝上している(第III-1図の右下)。

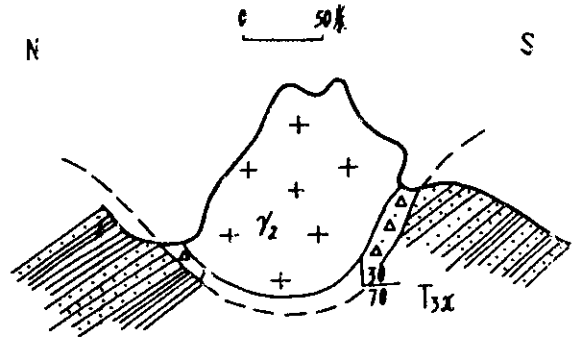
#### (2) 飛来峰の内部構造

飛来峰の内部構造は, 飛来峰によって異なっている。たとえば, 塘坝子飛来峰や白鹿頂飛来峰は相対的に簡単な構造で, 地層の傾斜もゆるい。しかし, 棺木崖飛来峰(第III-2図)と王家山飛来峰(第III-3図)を典型とする飛来峰は相対的に内部構造が複雑で, 変化も著しく, とくに滑動面(断層面)の付近でもっとも複雑になっている。北西が東南にかけてのこの飛来峰を横切る断面図をみると, 飛来峰の内部構造は後縁部の正断層帯, 中部の横臥褶曲帯, 前縁部の閉じた褶曲帯にわけられる。それらがさらに傾斜, または複式傾斜をなしている。滑動面(断層面)は著しく湾曲しており, 北西側の断層面は東南側に傾斜し, 東南側の断層面は北西に傾斜している。上記の飛来峰群の外縁に位置



第III-2図 王家山飛来峰の地質断面略図 (刘肇昌, 1984)

1. 石灰岩・白雲質石灰岩, 2. 燧石石灰岩, 3. 石灰岩・頁岩,  
 4. 薄層泥灰岩, 5. 砂質岩・石炭層, 6. 紫色砂質岩・泥灰岩  
 このほかの凡例は第III-1図と同じ



第III-3図 彭縣三河店飛来峰の地質断面略図 (四川省地質局, 1975)

する白鹿頂, 塘坝子などの飛来峰では, こうした内部構造は認められない。飛来峰内部の小褶曲は, 滑動面に近い部分によく発達している。軸面の傾きを統計的に処理すると, 北西傾斜であるから, それらの小褶曲は斜倒褶曲といえる。飛来峰の上部に近づくと, このような小褶曲はしだいにみられなくなる。

(3) 原地系統 (飛来峰の土台) の地質構造

飛来峰の基盤は, 竜門山の中部のどこでも上部三疊系須家河組の陸成砂岩, 頁岩, 石灰層である。飛来峰構造の下底部の主滑動面に近い部分では, 主として等斜褶曲が発達し, その軸面はほぼ北西に傾斜している。この変形が弱い地域もあるが, 外縁帯では, ときに外縁圧縮帯も

形成されるくらいに褶曲がたくさん形成され, つよく変形された地域もある。(第III-5図に参照)。

(4) 飛来峰の区分

飛来峰とその基盤との境界の形態および産状によって, 竜門山中部地域の飛来峰構造はつぎの3つのタイプにわけられている。これらのタイプごとに飛来峰の異なるメカニズムと発達史を解明できるであろう。

(A) 頂蓋式飛来峰: 飛来峰構造をなす地層がゆるく傾斜していて, 下位の滑動面も25°-30°ほどから水平までの低角度である。

(B) 断片式飛来峰: 飛来峰構造が原地系統(基盤)にささり込むような形をしているもの

(第Ⅲ-4図)。

(C) 漸移式飛来峰：頂蓋式と断片式飛来峰の中間タイプ

彭灌飛来峰群には、白鹿頂、塘坝子などの飛来峰がAタイプのものである。彭県の大魚洞-大白崖飛来峰はCタイプに属し、南西の灌県地域まで追跡していくと、東北端が広く、南西端が狭い形態をしていることがわかる。しかし、このような飛来峰構造は狭い範囲に限られ、西方へいくとしだいに断片式飛来峰にうつり変わる。漸移式飛来峰はほかの2のタイプより複雑な構造をしていて、重力滑動によって形成されたことがはっきりしている(第Ⅲ-2図、第Ⅲ-3図に参照)。

#### (5) 飛来峰の形成のメカニズム

中部飛来峰の形成は長い間研究者の注目をあびてきた。いろいろな立場から検討されてきたが、一般には衝上断層説によって解釈されている。最近、プレートの沈み込みによって解釈されることもある。ここでは、重力滑動説による飛来峰構造の形成のメカニズムを紹介する。

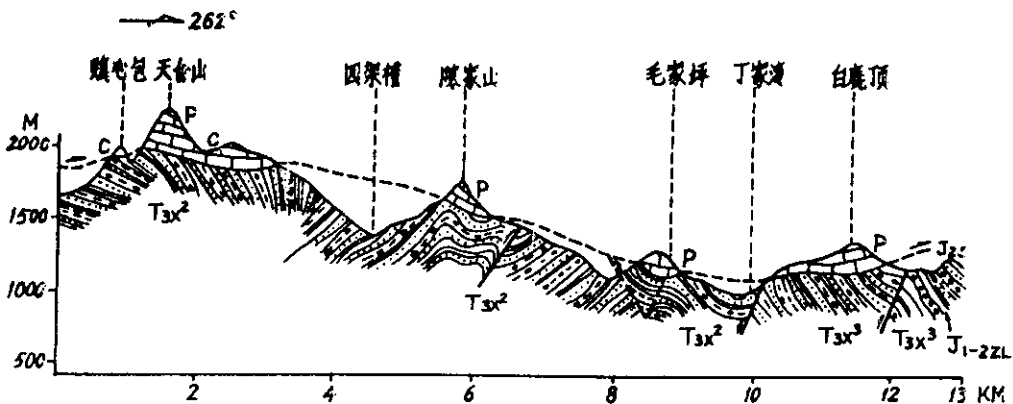
竜門山飛来峰の発達している地域、とくに中部では、飛来峰構造の分布高度は盆地に向かっ

てしだいに低くなっている(第Ⅲ-5図)。とくに飛来峰構造の基底にある断層面のつながりを考えると、それらの岩体は重力エネルギーによって滑動したと考えることができる。飛来峰の発達している区域の後背地は主に原生代の雑岩体からなり、またその隆起量はほかの地域より大きいこともこの傍証となる。後背地の2つの深部断層はすくなくとも $70^\circ$ 以上ある高角なもので、ある場合では垂直になっている。このような高角衝上断層存在から、前述したような低角のすべり面をもつ飛来峰構造が形成するという解釈にはきわめて無理がある。

飛来峰構造は複雑ではあるが全体としては向斜構造をなし、単一の構造单元である。

飛来峰構造の滑動面の傾斜角には低角なものと比較的高角なものがあり、飛来峰構造が大規模になるほどその傾斜角も大きくなる傾向がある。このことは、相対的に硬い飛来峰構造をもった岩体が滑動しながら、まだやわらかかった基盤に自重でめり込んだからであろう。

飛来峰がどこから飛んできたかというナップ構造の起源については、もっともむずかしい問題である。おおくの学者は竜門山飛来峰の地層や岩相が中央断層帯付近のそれと似ていること



第Ⅲ-4図 竜門山中部の飛来峰の地質断面略図(四川省地質局, 1975)

から、中央断裂帯起源であるとしている。しかし、さらに広い範囲から検討すると、中央断裂と後山断裂との間における九頂山（北部地域）では、石炭系と二疊系石灰岩とで構成される飛来峰構造がみられる。ここでは飛来峰岩体が直接にシルル系の弱変成岩の上のっており、その付近にはこのような石炭系～二疊系石灰岩が分布しない。この事実からみると、中央断裂帯起源であるかどうか、まだ問題が残る。

#### IV 四川省自貢市大山舖における恐竜動物群の化石

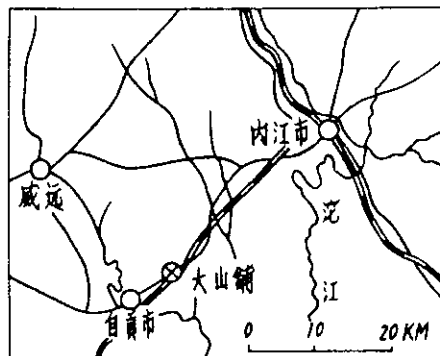
##### 1 はじめに

恐竜は、地球上にかつて生存した動物のなかでもっとも大きい陸生動物である。中期三疊紀（2億年ほどの前）からジュラ紀にかけて栄え、白亜紀末紀（6,500万年ほどの前）に絶滅しており、その生存期間は1.4億年ほどである。南極大陸を除けば、世界の各大陸に恐竜が分布している。その骨格、進化と発展、生活の環境、生活の方式および地球上から突然に絶滅した原因などを、各国の学者は100年以上にわたって研究している。

自貢市大山舖における中期ジュラ紀の恐竜動物群の化石は、その数量の多さと保存の完全さで世界に知られ、恐竜化石の発掘史上に貴重な資料を提供している。1972年に発見されて以降、大山舖の恐竜動物群の化石は、研究機関や大学によって発掘・研究された。恐竜に関する研究は1982年から四川省の重要な科学研究のテーマにされてきた。自貢市大山舖では大型の恐竜博物館が建築され、市民に公開されている。

##### 2 恐竜動物群の化石の産地およびその周辺の地層

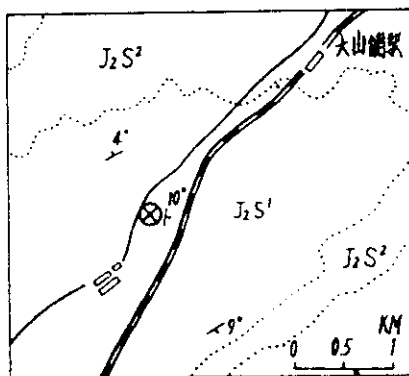
恐竜化石の産地は自貢市東北郊外の大山舖にあり、大山舖の北東から1km、自貢市区の東北から11kmほどの地点である（第IV-1図）。



⊗ 化石産地

第IV-1図 自貢市大山舖における恐竜動物群の化石の埋蔵層準(夏文杰, 1984)

恐竜動物群化石はジュラ系の重慶層群の下部沙溪廟組にふくまれている。その地層は自流井背斜をとりすこむように分布し、化石を含む地層はゆるく5～10°ほど傾斜している、背斜の北東部にあたる場所に位置している。（第IV-2図）。



- J<sub>2</sub>S<sup>1</sup> ジュラ系重慶群下部沙溪廟組
- J<sub>2</sub>S<sup>2</sup> ジュラ系重慶群上部沙溪廟組
- ⊗ 化石産地
- ↘ 地質界線・岩層産状

第IV-2図 自貢市大山舖地質略図

化石を含む地層は1枚のレンズ状で灰色がかった緑色砂岩層である。化石は上位の上部溪廟組の基底面より136.18m下位のところから、下位の自流井組大安寨段の頂界(侵食面)から425m上位のところまでの間にふくまれている。化石を埋蔵する地層の上・下の地層は、すべて紫赤色の泥岩層であり、岩相にはかなり著しい違いがある(第IV-3図)。

今までの発掘・調査から、恐竜動物群化石は、東西150m、南北100mの範囲に埋蔵されていることがわかった。発掘された化石層は長さ60m、幅20m、厚さ3.50mぐらいである。恐竜動物群化石は地層面にそって分布しているが、多くの化石は化石層の上部2mほどのところに集中している。

### 3 発掘された化石の種類

今までの研究成果によると、自貢市大山舖における中期ジュラ紀の恐竜を主としての脊椎動物群化石にはつぎのような種類がある。

#### 魚類

- 鯊魚弓鮫科 (Hybodontidae)
- 半椎魚目 (Semionotiformes)
- 肺椎目角齒魚科 (Ceratodontidae)
- 輻鰭魚亜綱 (Actinopterygii)

#### 両棲類

- 堅頭類 (Stegocephalia)

#### 爬虫類

- 亀鱉目 (Chelonia) 成渝亀 (Cheugyuchuchuelys) の3つ種

#### 恐竜類

- 獣脚亜目 (Theropoda) 建設氣竜 (*Gasosaurus Coonstructus*)
- 竜脚形亜目 (Sauropodomorpha)
  - 李氏蜀竜 (*Shamosaurus lii*)
  - 巴山酋竜 (*Datousaurus bashaneusis*)
  - 天府峨眉竜 (*Omeisaurus tianfuensis*)
- 鳥脚亜目稜齒竜科 (Hesperilophodontidae)
  - 多齒塩都竜 (*Yaudusaurus multidentis sp. nov.*)
- 剣竜亜目剣竜科 (Stegosauridae)

太白華陽竜 (*Huayavgosaurus tai bii*)

翼竜目喙嘴竜科 (Rhamphorhynchidae)

長頭狹鼻翼竜 (*Augustinripterus lougicephalus gen. et sp. nov.*)

長頸竜亜目 (Plesiosauria)

三列齒獸科 (Tritylodontidae)

川南多齒獸 (*Polistodon Chamaneusis gen. et sp. nov.*)

以上の化石のうち、数量と保存からいえば、恐竜化石群が圧倒的多数を占めている。とくに、そのうち、竜脚類恐竜、短い頸椎の蜀竜、長い頸椎の天府峨眉竜はそれぞれ数10個体、蜀竜類は2つの完全骨格と1つの完全な頸椎、鳥脚類と剣竜類もそれぞれ10個体ずつ発見されている。

これらの恐竜化石には、水中で生息しているものには、各種の魚類、亀鱉類と長頸竜類があり、両棲類の竜脚類もある。陸地に生息しているものには、肉食性恐竜類、鳥脚類、剣竜類と三列齒獸類がある。また、空中を飛翔する翼竜類がある。

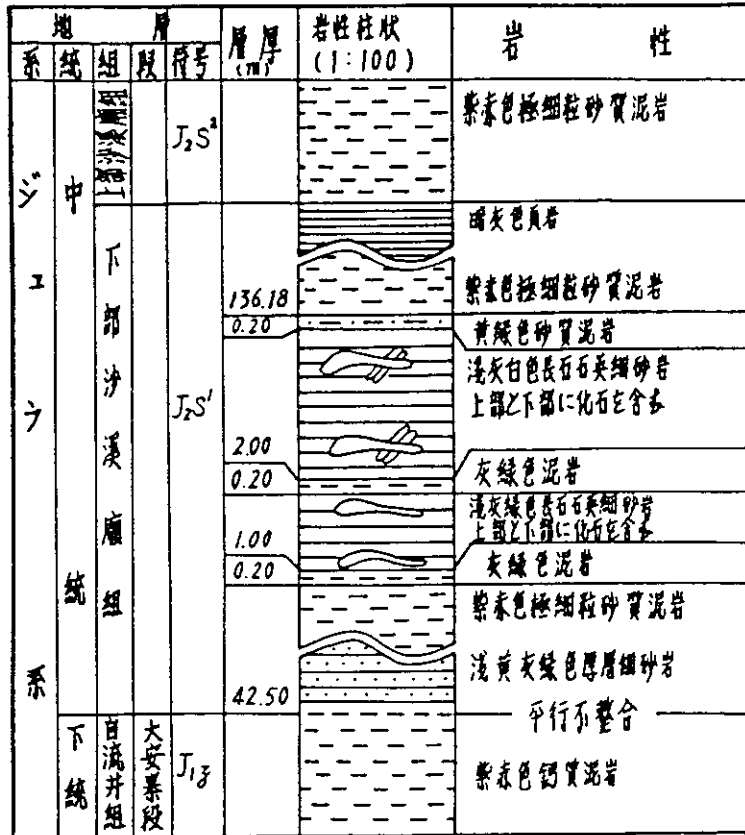
脊椎動物の進化史からいえば、剣竜類の祖先である太白華陽竜、古両棲類の子孫としての迷両棲類、哺乳動物類と近縁の三列齒獸類の子としての川南多齒獸があり、また、竜脚類における李氏蜀竜と天府峨眉竜が東部アジア独特のものである。

### 4 恐竜動物群の古環境

化石を含む下部沙溪廟組 (J25') は陸成の碎屑岩から構成され、下部は極細粒砂岩層と泥岩層をはさむ砂岩層で、中部と上部は主に泥岩からなり、砂岩と極細粒砂岩層をはさむ。そのうち、砂岩の大部分はグレイワックと岩屑質砂岩からなり、碎屑物の粒子の成熟度が低く、膠結物の成熟度は中等である。

古生物と岩石の特徴からわかるように、この区域の化石を含む下部沙溪廟組は河成相と湖成相とがくりかえし指交しながら堆積したもので、2つの堆積輪廻からなっている。当時の河川の状況は、蛇行していて、水深は3.64~8.40m、幅が51.4~118.61mほどであったと考えられて





第IV-3図 化石層の層位・岩質

いる。当時の湖は、浜湖と湖灘湖、浅湖と極浅湖、半瀉湖などの3つの亜相に分けられ、湖成層は河成層の上ののっている。これによって、そのような湖は洪積世の平野部の湖と同じようなものと考えられている。この地域には半瀉湖～瀉湖亜相は発達してないが、湖成とされた泥岩層は紫赤色をしているので、当時の湖は酸化度の高い浅水湖であった。また、高塩度鉱物にとほしく、かつ、淡水生の化石を含むことから、恐竜動物群の生きていた当時は淡水湖であったであろう。化石を含む地層の岩相の特徴によると、恐竜動物群は浜湖の砂がちの浅瀬で埋もれて化石になったとされている。

### 5 恐竜動物群の埋没状態・生活環境・滅亡の原因

この恐竜動物群化石には数量の多さ、保存の完全さという2つの著しい特徴があることはすでに述べた。面積がそれほど広くない砂岩レンズ体からは、各種の恐竜、長頸竜と翼竜などの脊椎動物化石の個体が100以上にもわたって発掘され、そのなかで完全なものとはほぼ完全な個体は40以上である。ある個体の頭骨、脊椎、肋骨、肩帯、腰帯、前後肢の大部分は、現在までずっとつながったままである。以上の諸現象から判断すると、これらの古生物は生きてままで、浜湖の浅瀬に埋もれたと推定できる。

恐竜の足跡化石の数量と分布の特徴から、こ

これらの恐竜動物群はその時、群れをなして生活していたらしい。恐竜動物群化石を含む地層から採取された花粉の資料やその下位の河成堆積物における炭化植物の破片と巨木な材化石などから、当時の大山舖地域では湖沼が多く、草と木の生い茂る浜湖平野で、恐竜動物群の生活と繁殖に良い環境であったであろう。

中生代に繁栄した恐竜の仲間が中生代末期に絶滅した原因については、地理的な変化と著しい気候変化が滅亡の原因となったという意見があるが、この地域に生息した恐竜動物群の滅亡については、これとは別の原因が考えられる。すなわち、数多くの恐竜が生きのまま埋ずもれているという事実は、ある種の異常死がその原因なのであろう。事実、恐竜の骨の化学分析から、それらの骨には砒素とある種の稀元素とが、通常値の2～3倍もふくまれていることがわかった。さらに、下部下溪廟層下部における炭化植物にも、砒素がかなりの量ふくまれている。なお、食草性の竜脚類恐竜と魚竜の化石における砒素は、非食草性竜脚類の化石における砒素の量よりずっと多い。これらの現象から、食草性恐竜は砒素の高い草を食べ、中毒に犯され、突然大量死したと推定できる。しかし、この時期に、どうして砒素が高くなったかという問題はまだ不明で、今後の研究課題とされている。

## V 興文石林のカルスト地形

### 1 地質構造の概要

興文石林の四川省興文県南から30kmほどの興晏郷に位置し、成都から600kmほど南にある。興文石林を巡検するためには2日間が必要であるが、途中で、自貢恐竜博物館の見学をおこなう。

地質構造のうえからは、興文石林は四川盆地の南西縁にある長寧背斜の南西翼部（東南傾没端にちかい）に位置している。長寧背斜はNW-SW方向に100km以上連続し、その幅は50kmほどある。その核部はカンブリア系、オルドビ

系、三疊系、ジュラ系などの地層から構成されていて、大きな複式背斜を形成している。成都から興文までのコースがこの背斜をよこぎっているので、背斜全体の形態がよくわかる（図V-1）。カルスト地形はこの地域の下部三疊系の茅ロ-棲霞石灰岩地域でよくみられる（地層の区分は表1-2を参照）。地層の傾斜は数度から10数度と低角で、単傾斜している。茅ロ-棲霞石灰岩の上位には上部二疊系の砂岩・頁岩・石炭・石灰岩が平行不整合の関係でのる。下位のシルル系の砂岩・頁岩・石灰岩とは平行不整合の関係にある。

### 2 カルスト地形

石林という語は、石で構成された森という意味である。カルスト地形がよく発達する地域の代名詞ともいえる。たとえば、わが国の有名な広西省桂林石林や雲南省の路南石林などはその例である。

興文石林は上記の2ヶ所の石林とくらべると、地表のカルスト地形と地下の鍾乳洞とがともによく発達している点がその特徴である。このため、興文石林地域では、地表の石林と地下の鍾乳洞とが網の目のように入りこんでいて、石海洞郷ともよばれる。

地表水と地下水との溶蝕作用のため、地表ではドリーネ、ラピュ、ウパーレ、ポリエなどの系統性のあるカルスト地形が形成され、地下では天泉洞、天竜洞、天梁洞などの大規模な鍾乳洞と、さまざまな石洵、鍾乳洞などが形成されている。そのなかでは、天泉洞がもっともよく整理された観光用の洞穴である。

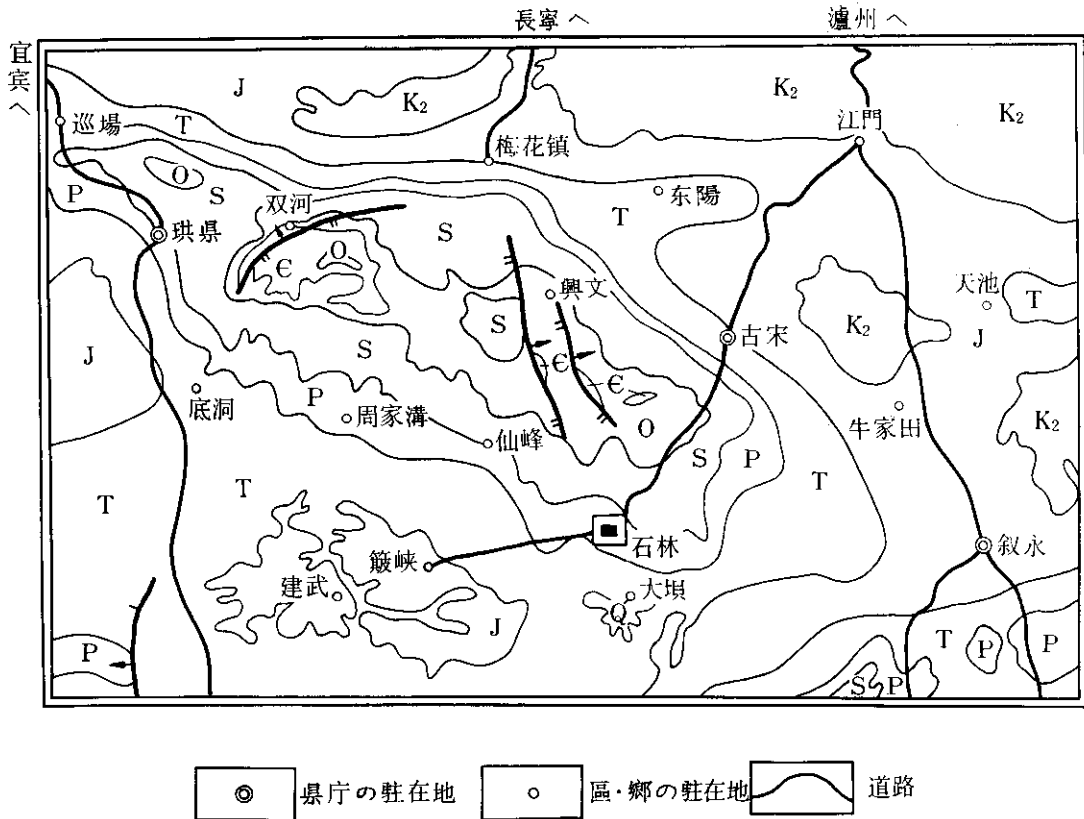
天泉洞は袁家洞ともいわれ、ずっと昔に袁氏という一族が住んでいたとも言われている。この鍾乳洞の入口は高さ100m以上の臥虎嶺とよばれる絶壁の下にある。鍾乳洞の内部は階段状の構造になっていて、4段に分けられている。各段の間には小さな鍾乳洞によってつながっている。現在、もっとも下の段は地下河になり、流れはきれいで、700 l/secの流量がある。鍾乳石、石洵などは2段目の洞穴でもよくみら

れるが、3段目でもっとも発達している。もっとも上位の4段目の洞穴ではあまりみられない。それぞれの段は下位のものから、1.2万年前、1.2~2万年前、40~60万年以上前にそれぞれ形成された。

天泉洞は主洞穴支洞にわけられるが、主洞の長さは2,000mほどある。高さは一般に50cmくらいであるが、もっとも高い所では100m以上もある。幅平均約30mで、もっとも広いところでは80m以上になることがある。観光用に開放している総面積は8万m<sup>2</sup>にたつする。洞穴内の空気は澄んでいて、冬は暖かく、夏はずすしい。平均気温は13~19℃である。入口は広く、天井が高く明るい。洞頂と洞底は平らで、面積は1~2万m<sup>2</sup>あって、「穹廬広厦」とよば

れている。「石秀長廊」と「雲歩通幽」という狭い場所をとおりすぎると、その奥が広い石宮になっていて、この面積は2.2万m<sup>2</sup>ほどで、高さは80mくらいある。ここは天泉洞のなかで、もっとも広い洞頂の高い場所で、天頂に1つの穴（天心眼または天崗といわれる）があいている。この穴から外のあかりが差しこみ、地表の水が洞内にふりそそいでいる。光と水がおりなす美しい光景がみられ、「瀉玉流光」ということばで形容されている。「天泉明宮」とよばれる広場をすぎると出口（または後洞口）になる。

出口から外をみると、眼前にカルストの陥没凹地がひろがっている。その長径は650m、短径は490m、深さは208mもある。その周囲は絶壁でかこまれ、壮大な景観である（図V-2）。



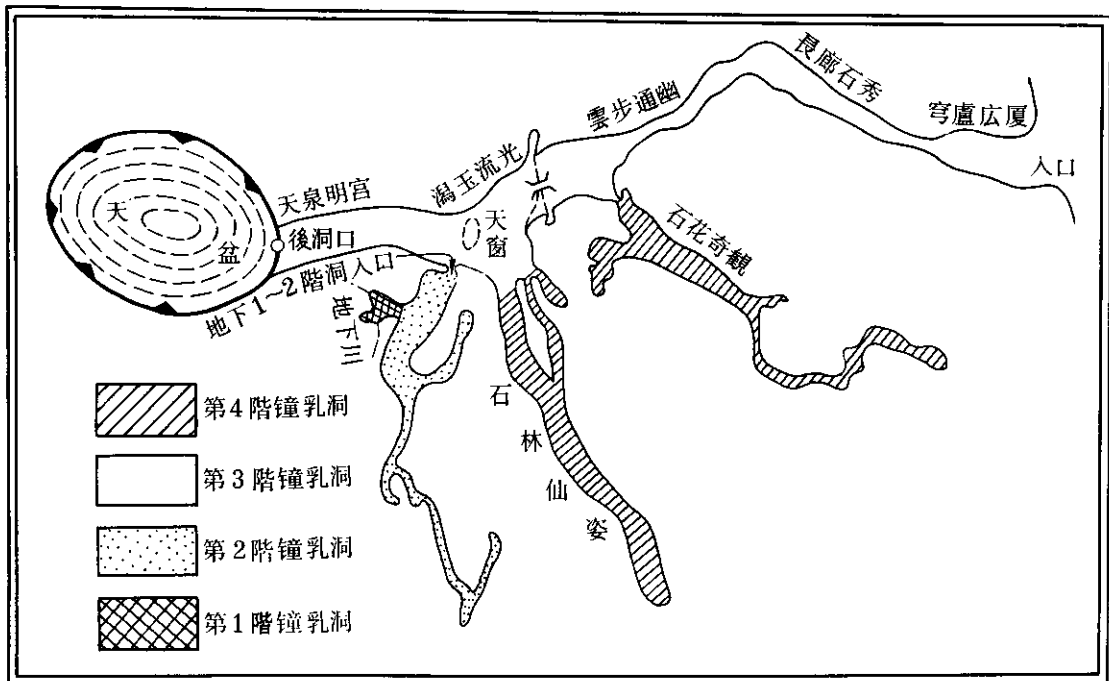
第V-1図 興文石林均造位置略図(50万分の1)

### 3 興文石林の形成条件

興文石林はつぎのような気象・地質条件のもとで形成されたと考えられる。

(1) 興文石林は気温が高く、雨量も多い四川省の南部に位置している。このような気象条件はカルスト地形が形成されるのにもっとも適している。

(2) 興文石林をつくっている下部二畳系の石灰岩は純度が高く、層厚も厚い。さらに、地層の傾斜がゆるいという条件もくわわり、節理ができやすい。これらの節理は石灰岩の風化をはやめ、鍾乳洞をできやすくする。そのうえ、断層もおおいので、一層、石林の形成が促進されることになる。



第V-2図 天泉洞平面略図 (約1万5千分の1)

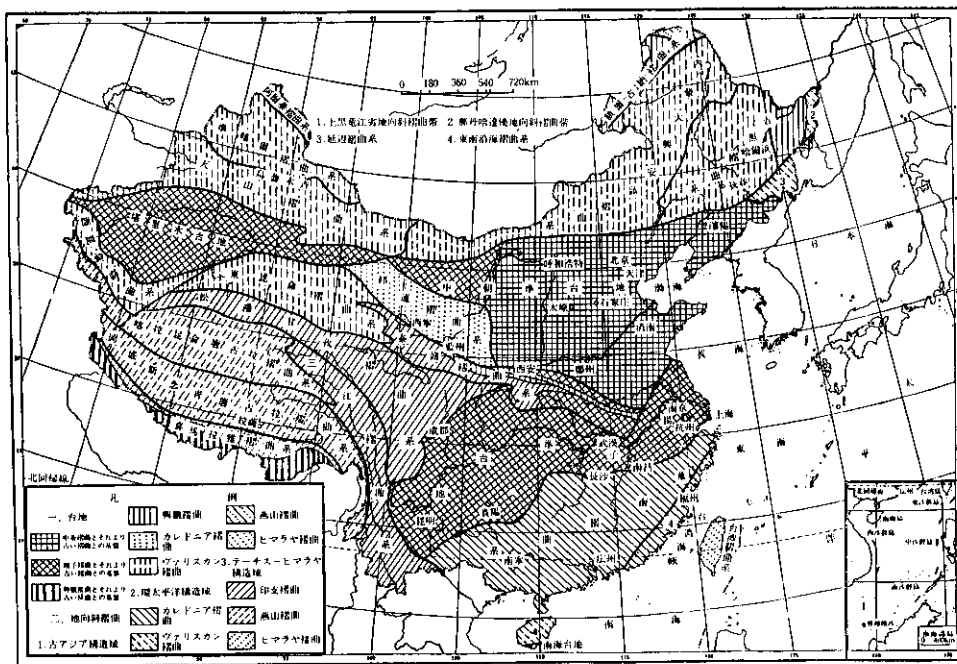


図10-a 中国大地構造の区分略図

付図 I a 中国の大地構造区分 (黄汲清ほか, 1986)

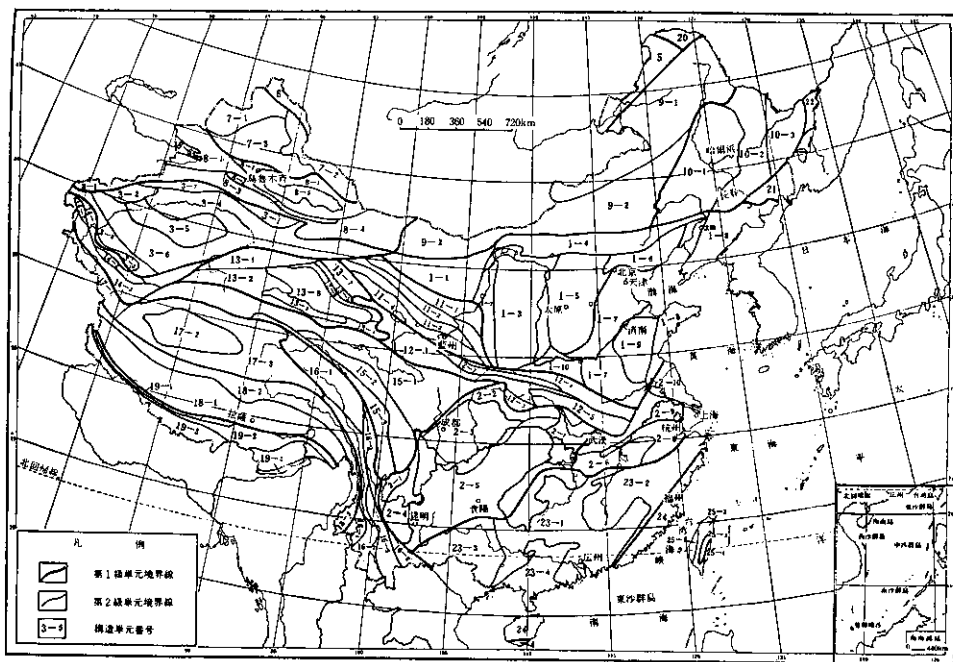


図10-b 中国大地構造の区分略図

付図 I b 中国の大地構造区分 (黄汲清ほか, 1986)

表 1 中国の主な構造单元略表

1—中朝準台地	11-4 南祁連(ナンチレン)地向斜褶曲帯
1-1 阿拉善(アラサン)台地隆起区	12—秦嶺(チンリン)地向斜褶曲系
1-2 鄂爾多斯(ゴルドス)台地縁辺褶曲帯	12-1 南秦嶺(ナンチンリン)劣地向斜褶曲帯
1-3 鄂爾多斯台地沈降区	12-2 礼泉—柞水(リーシャーンズアスー)劣地向斜褶曲帯
1-4 内蒙(ナイモン)地軸	12-3 北大巴山(ベダバサン)地向斜褶曲帯
1-5 山西(サンシ)断層ブロック隆起区	12-4 北秦嶺地向斜褶曲帯
1-6 燕山(イアンサン)台地褶曲帯	12-5 武当—淮陽(ウーダァン—ホエイアン)隆起区
1-7 華北断層ブロック沈降区	13—康昆侖(ドンコンレン)地向斜褶曲系
1-8 膠遼(ジョリョウ)台地隆起区	13-1 阿爾金(アルジン)優地向斜褶曲区
1-9 魯西(ルーシー)断層ブロック隆起区	13-2 祁曼塔格(チマンタグ)優地向斜褶曲帯
1-10 豫西(イシー)断層ブロック隆起区	13-3 東昆侖中間隆起帯
2—揚子準台地	13-4 布爾漢布達(ブルハンブダ)優地向斜褶曲帯
2-1 塩源—騰江(インイアン—リージャン)台地縁辺褶曲帯	13-5 坎竜布魯克(オレオンブルケ)隆起帯
2-2 竜門山—大巴山(レオンモンサン—ダバサン)台地縁辺褶曲帯	13-6 柴達木(ツェダム)北縁優地向斜褶曲帯
2-3 四川台地沈降区	13-7 達肯大坂(ダケンダバン)地向斜褶曲帯
2-4 康滇(コアンチン)地軸	13-8 柴達木沈降区
2-5 上揚子(スアンイヤンズ)台地褶曲帯	14—西昆侖(シーコンレン)地向斜褶曲系
2-6 江南(ジャンナン)台地隆起区(江南地軸)	14-1 北昆侖劣地向斜褶曲帯
2-7 江漢(ジャンハン)断層ブロック沈降区	14-2 西昆侖中間隆起帯
2-8 浙西—皖南(ズエシー—ワンナン)台地褶曲帯	14-3 南昆侖地向斜褶曲帯
2-9 下揚子(シャイヤンズ)台地褶曲帯	15—松潘—甘孜(スンパン—ゴアンズ)地向斜褶曲系
2-10 蘇北(スウベ)断層ブロック沈降区	15-1 巴顏喀拉(バインケラ)地向斜褶曲帯
3—塔里木(タリム)台地	15-2 雅江(ヤジャン)地向斜褶曲帯
3-1 吐魯克塔格(クルケタグ)断層ブロック隆起区	15-3 玉樹—義敦(イスウーイデン)地向斜褶曲帯
3-2 柯坪(コーベン)断層ブロック隆起区	16—三江(サンジャン)地向斜褶曲系
3-3 鉄克甲克(テケリケ)断層ブロック隆起区	16-1 烏麗—崑崙(ウーリー—オンチン)地向斜褶曲帯
3-4 北部台地沈降区	16-2 彌達江(ナツツアンジャン)地向斜褶曲帯
3-5 中部台地隆起区	16-3 金沙江(ジンサジャン)優地向斜褶曲帯
3-6 南部台地沈降区	16-4 保山(ボサン)地向斜褶曲帯
3-7 康東(クツェ)前縁沈降帯	16-5 藍坪—思茅(ナンバン—スーモウ)沈降帯
3-8 昆侖(コンレン)前縁沈降帯	16-6 哀牢山(アレオサン)地向斜褶曲帯
4—南海台地	17—喀拉昆侖—唐古拉(ケラコンレン—テアンゴラ)地向斜褶曲系
5—額爾古納(ゲルゴナ)地向斜褶曲系	17-1 林齊斯(リンチチアン)劣地向斜褶曲帯
6—阿爾泰(アルタイ)地向斜褶曲系	17-2 羌塘(ジャンチアン)隆起区(羌塘地塊)
7—準噶爾(ズンゴル)地向斜褶曲系	17-3 唐古拉劣地向斜褶曲帯
7-1 西準噶爾優地向斜褶曲帯	18—岡底斯—念青唐古拉(ゴアンデイス—ネンチンテアンゴラ)地向斜褶曲系
7-2 東準噶爾優地向斜褶曲帯	18-1 拉薩(ラサ)地向斜褶曲帯
7-3 準噶爾沈降区	18-2 那曲(ナチ)地向斜褶曲帯
8—天山(テアンサン)地向斜褶曲系	18-3 騰冲(テンツオン)地向斜褶曲帯
8-1 北大山優地向斜褶曲帯	19—喜馬拉雅(ヒマラヤ)地向斜褶曲系
8-2 天山中間隆起帯	19-1 雅魯藏布江(ヤルズアンブジャン)優地向斜褶曲帯
8-3 南大山劣地向斜褶曲帯	19-2 北喜馬拉雅(ベヒマラヤ)優地向斜褶曲帯
8-4 北大山優地向斜褶曲帯	19-3 喜馬拉雅おしかぶせ構造帯
8-5 吐魯番—哈密(トルファン—ハミ)山間沈降区	19-4 シファリク前縁沈降帯
8-6 伊犁(イリ)山間沈降区	20—上黒竜江劣地向斜褶曲帯(モンゴルーオホーツク地向斜褶曲系に属する)
8-7 烏魯木齊(ウルムチ)前縁沈降帯	21—延辺(イアンベン)地向斜褶曲系
9—内蒙—大興安嶺(ナイモン—ダシンアンリン)地向斜褶曲系	22—那丹哈達(ナダンハダ)優地向斜褶曲帯(シホテアリン地向斜褶曲系に属する)
9-1 大興安嶺優地向斜褶曲帯	23—華南地向斜褶曲系
9-2 内蒙優地向斜褶曲帯	23-1 桂湘鈴峯(ゲエシアンゲンイエ)地向斜褶曲帯
10—吉黒(ジヘ)地向斜褶曲系	23-2 華夏(ホアシャ)地向斜褶曲帯
10-1 松遼(スオンリョウ)沈降区	23-3 石江(イユジャン)地向斜褶曲帯
10-2 張広才嶺(ズアンゴアンツェリン)優地向斜褶曲帯	23-4 冀閩(インカイ)地向斜褶曲帯
10-3 佳木斯(ジャムス)隆起区	24—東南沿海地向斜褶曲系
11—祁連(チレン)地向斜褶曲系	25—台湾(タイワン)地向斜褶曲系
11-1 走徳(ズオレオン)轉移帯(劣地向斜褶曲帯)	25-1 台澎(タイボン)沈降区
11-2 北祁連(ベチレン)優地向斜褶曲帯	25-2 台西(タイシー)劣地向斜褶曲帯
11-3 祁連中間隆起帯	25-3 大南澳(ダナンオ)中間隆起帯

付表 I a 中国の主な構造单元略表 (黄汲清ほか, 1986)

地質時代				造構輪廻の区分と大地構造の発展									
代	紀	世	年代(百万年)										
新生代	第四紀	Q	1.5±0.5 9±3 25±2 37±2 58±4 67±3	ア ル ブ ス	喜 馬 拉 雅	H	H <sup>2</sup>	インド亜大陸とユーラシア大陸との衝突、青藏高原の隆起、西太平洋縁海形成					
		H <sup>1</sup>											
	第三紀	N <sub>2</sub>				137±5	ブ		燕 山	Y	Y <sup>3</sup>	古ユーラシア大陸の部分的解体、環太平洋とテチス-ヒマラヤ構造域とのはげしい活動のはじまり	
		N <sub>1</sub>									Y <sup>2</sup>		
		E <sub>3</sub>									Y <sup>1</sup>		
		E <sub>2</sub>											
白亜紀	E <sub>1</sub>	230±10	印 支	I			中亜-モンゴルなどの地相斜の閉鎖、シベリア台地や中朝-塔里木台地とのつながり、古ユーラシア大陸の形成						
	K <sub>2</sub>												
古生代	ジュラ紀	K <sub>1</sub>	285±10 350±10 405±10 440±10 500±15 570	ヴ ア リ ス カ ン			V <sup>4</sup>	華南台地の形成					
		J <sub>3</sub>					V <sup>3</sup>						
	J <sub>2</sub>	V <sup>2</sup>											
	J <sub>1</sub>	V <sup>1</sup>											
	三疊紀	T <sub>3</sub>					405±10		カ レ ド ニ ア			C <sup>2</sup>	古中国台地の解体のはじまり、昆侖、秦嶺、北山、天山(中部・南部)などの地相斜の漸次的形成
		T <sub>2</sub>										C <sup>1</sup>	
		T <sub>1</sub>										X	
	二疊紀	P <sub>2</sub>					700±20		興 凱 (シ ン コ ア)				揚子、塔里木台地の形成、中朝準台地と融合し、古中国台地の形成
		P <sub>1</sub>											
	石炭紀	C <sub>3</sub>					850±50						揚子、塔里木台地の形成、中朝準台地と融合し、古中国台地の形成
		C <sub>2</sub>											
		C <sub>1</sub>											
D <sub>3</sub>													
デボン紀	D <sub>2</sub>	1100±50					揚子、塔里木台地の形成、中朝準台地と融合し、古中国台地の形成						
	D <sub>1</sub>												
シルル紀	S <sub>3</sub>	1400±50					揚子、塔里木台地の形成、中朝準台地と融合し、古中国台地の形成						
	S <sub>2</sub>												
	S <sub>1</sub>												
オルドビス紀	O <sub>3</sub>	1700±50					揚子、塔里木台地の形成、中朝準台地と融合し、古中国台地の形成						
	O <sub>2</sub>												
	O <sub>1</sub>												
カンブリア紀	Є <sub>3</sub>	1950±50					揚子、塔里木台地の形成、中朝準台地と融合し、古中国台地の形成						
	Є <sub>2</sub>												
	Є <sub>1</sub>												
原生代	震旦(ズンゲン)紀	z <sub>2</sub>	2500±100				揚子、塔里木台地の形成、中朝準台地と融合し、古中国台地の形成						
		z <sub>0</sub>											
	青白口(チンベコ)	z <sub>0</sub>											
中生代	蕪湖(ジシエン)	z <sub>1</sub>	1400±50				揚子、塔里木台地の形成、中朝準台地と融合し、古中国台地の形成						
		z <sub>1</sub>											
代	南口(ナンコ)	z <sub>n</sub>	1700±50				揚子、塔里木台地の形成、中朝準台地と融合し、古中国台地の形成						
		z <sub>n</sub>											
	長城(ツァンツン) 輝花(フト)	z <sub>c</sub>											
	五台(ウータイ)	Pt <sub>w</sub>											
始生代	阜平(フベン) および それ以前	A <sub>r</sub>					古大陸の中核部の形成のはじまり						

↑ 活発な活動段階  
環太平洋とテチス-ヒマラヤ構造域の

↑ 発展の段階  
古ユーラシア大陸の漸次的形成と

↑ 古中国台地の漸次的形成の段階

注：(1)地層片例は400万分の1の中華人民共和国内地質図と同じであるが、南口、五台は新しい符号とする。  
 (2)同位体年代は、先カンブリアそれは中国のデータであり、カンブリア以後のそれは国際地質年代学委員会(1967)による。

付表 I b 中国の構造輪廻の区分および大地構造の発展略表 (黄色汲清ほか, 1986)

## 編集後記

この案内書の編修に当っては、王思康氏、林茂炳氏、呉山氏に資料を提供していただき、また、角田史雄教授、天野一男助教授には日本語の原稿を詳しく検討していただいた。これらの方々に深い感謝をささげる。さらに、出版を快諾して下さった構造地質研究会にも厚くお礼を申し上げる。

この案内書が中日地質学者の交流に何らかのお役に立てば、編修者としては望外の喜びである。

今後、中日地質学者の交流がいつその発展をみるように祈念する。

## 用語の解説

地軸 黄汲清が1945年に提唱した。台地の縁辺部に位置し、主に先カンブリア紀の変成岩で構成されている。長期にわたって活動をつづけた狭長な構造単位。康滇——四川省西部の西昌、会理、雲南の西部地域にある。

準台地 (para-platform) 非安定な台地

浅変成岩 弱い変成度の変成岩 (本文中では、このような訳となっていて浅変成岩という名称は用いていない)

畳瓦状構造 (imbricated structure) 本文中では、覆瓦構造と訳されている。

飞来峰 ナップ

複式向斜 複向斜 (複雑な構造の向斜にも用いられている)

原地系統 原地性の基盤 (ナップの土台)

衝断説 本文中では衝上断層説と訳されている。

輪廻 (cycle) くりかえしのことで、文字どおり輪廻

底部冲刷 (basal scouring) 基底侵食

波状層理 (current bedding) ラミナ型層理

槽形層理 (trough bedding) トラフ型斜層理

斜傾褶曲 軸面の傾斜した褶曲

晶洞溶孔 晶洞 結晶のときにできた穴  
溶孔 溶解してできた穴

雜岩 (complex rock) 性質や時代の異なった岩塊で構成されている岩体

混合岩 (migmatite) ミグマタイト

群・組・段 中国で独自に用いられている地層の単位で、よく使われている地層の単位とはそのまま対応できないが、ほぼ層群・果層・部層に対比される

第二輪廻 下部から2番目の輪廻

## 引用および参考文献

- 張繼銘ほか (1984) 四川盆地炭酸塩油氣田・天然氣勘探与開発, 第4号
- 黄汲清 監修, 紀舜・姜春発・張正坤・秦徳余 著, 藤田至則 監訳, 龍学明 訳 (1986) 中国の地質構造とその発達史. 築地書館, 139 pp.
- 成都地質学院第二区域地質測量隊 (1980, 1983) 峨眉山地区地質認識実習指導書
- 四川省地質局第二区域地質測量隊 (1971) 区域地質測量報告 (20万分の1 峨眉図幅) (1975) (20万分の1 灌県図幅)
- 成都地質学院震旦專題研究組 (1982) 四川省峨眉山地区震旦系——寒武系界線剖面簡界
- 劉肇昌ほか (1984) 彭県推夏構造的特徴. 和成因 (未刊)
- 夏文杰 (1984) 自貢大山舖中侏羅統下沙溪廟組恐竜動物化石埋藏環境. 成都地質学院報, 1984年増刊 2
- 楊代環ほか (1983) 四川自貢大山舖恐竜化石群発掘簡報, 成都地質学院学報, 1983年増刊 1
- 熊舜華ほか (1984) 峨眉山区晚二疊世大陸裂谷辺縁玄武岩系の特徴. 成都地質学院学報, 1984年第3期