

# ユーラシア北部の変動帯の地質と構造発達史

エ. エ. ミラノフスキー：ソ連邦の地質，第3巻（1991）

押手 敬（訳）

## 訳者まえがき

以下に邦訳したものは、エ. エ. ミラノフスキー著『ソビエト連邦の地質』（全3巻）のうち、第3巻（1991）である（E.E. Милановский: ГЕОЛОГИЯ СССР, モスクワ大学出版局刊, 第1巻（1987）, 415p., 第2巻（1989）, 271p., 第3巻（1991）, 272p.）。ただし、原著者の希望により、第1巻の第1章を、この邦訳では序章としてつけ加えた。

この訳を進めるに当たっては、原著者（ミラノフスキー教授）の諒解と助言をいただき、星野通平氏（東海大学名誉教授）、外崎与之氏（北海道教育大学名誉教授）、青木 斌氏（東海大学教授）、その他多くの方々からご指導をいただいた。厚く御礼申し上げます。また、編集と出版についてお骨折りいただいた、北陸地質研究所の粕野義夫氏、高橋久子氏に、心から感謝する。

訳文中の地名は、主に、『世界の文化地理』（講談社）、『世界地名辞典』（東京堂）、『コンサイス外国地名事典』（三省堂）に従って表記したが、これらの地名が形容詞として使われた場合の語尾は省略した。その他の地名は、原書通りにした。



## 細目次

序章	1
ソ連邦の広域地質学の研究課題	1
ソ連邦の地質学的研究の主な発達段階	2
地殻の深層構造とその主なタイプ	7
大陸の構造区の型	10
ソ連邦の構造による分帯の主な特徴	22
第1章 地中海変動帯	26
構造上の位置と地域区分	26
地中海変動帯の北縁の新期卓状地プレート	30
スキフ卓状地プレート	31
南ツラン卓状地プレート	36
南タジク盆地とバイスン-クギタンク隆起	42
カルパチア褶曲地域	48
山地クリミアの褶曲構造	61
黒海盆	70
カフカス褶曲地域	73
アプシェロンスク・シルと南カスピ海盆	109
南トルクメンのアルプス造山帯	110
パミールの褶曲構造	115
ソ連邦の地中海変動帯の主な発達段階とその規則性	125
第2章 ヴェルホヤンスク-チュクチ褶曲地域とオホーツク-チュクチ火山帯	129
ヴェルホヤンスク-チュクチ褶曲地域	129
オホーツク-チュクチ火山帯	149
第3章 太平洋変動帯の北西部	153
構造上の特性と地域区分	153
コニ-タイゴノス中生代後期褶曲系	156
コリャーク高地の中生代後期のデッケ-褶曲系	159
カムチャツカ-オリュートルスカヤ新生代褶曲系	165
ベーリング海の海底, コマンドル-アリューション島弧, アリューション海溝	175
シホテ-アリニ中生代後期褶曲系	179

日本海盆 .....	189
サハリンの新生代褶曲構造 .....	194
オホーツク海マッシーフ .....	199
千島島弧と隣接する海凹 .....	200
太平洋変動帯北西部の主な発達段階とその規則性 .....	205
第4章 ソ連邦の主な地質学的発達段階 .....	208
I. 卓状地(大陸?)の最古の原始大陸地殻の形成段階 —大始生代と始生代 .....	208
II. 原始卓状地地域と原始地向斜地域の形成と発達段階 —原生代前期 .....	211
III. 古期卓状地とメタ卓状地地域の分離と前期の発達, ユーラシア変動帯の形成段階—原生代後期 .....	213
IV. ユーラシアの古期卓状地の被覆層の形成と変動帯の地向斜の発達段階 —原生代後期末～古生代 .....	215
V. 相伴って起こる, 大陸地塊, 大洋の誕生と復活, いくつかの変動帯の継承 地向斜と復活地向斜地域の発達段階—中生代～新生代 .....	223
文献 .....	236
原著者紹介 .....	239
訳者紹介 .....	242

# 序 章

## ソビエト連邦の広域地質学の研究課題

地球上の特別な地域の地質構造をすべての面から比較研究すること、その中の有用鉱物の分布と形成の地質学的条件を明らかにすること、これが広域地質学の課題である。広域地質学の研究は、総合的な性格をもち、地層の層位学的順序、時代、岩石学的組成と堆積の条件、噴出岩と貫入岩、変成作用、地質構造（できるかぎり深いところまで）とその形成段階、また、有用鉱物の産出と鉱床、それらの分布の地質学的条件、の研究が含まれる。こうした、わが国の地質構造のあらゆる面の研究結果を総合し、まとめることによって、この地域の地質学的発達、つまり、堆積、地熱-火成活動、地形の発達——現在の構造をもたらした——の歴史を復元でき、また、有用鉱物が、いろいろな岩石-層位学的コンプレックス、火成岩体、構造、と共存する性質を明らかにし、また、その生成と地質学上のさまざまな要素、作用を関連づけることができ、これに基づいて、有用鉱物が、それぞれ、調査地域内に分布する公算を科学的に予見し、将来の探査に関する指示を与えることができる。このことから、地殻の構造と発達を知るための広域調査の重要性、有用鉱物の探査、水文地質学、土地地質学、その他の実地の問題を解決するのを目的とする研究にとって、広域調査が重要なことは、明らかである。

広域地質学の研究を行う基礎的な方法は、**地質測量**である。その規模は、しだいに大きくなり、また、より詳しいものになった。同時に、地質調査の重要性が増して、地表部分の地図の作成から、ある深さ——そこでは、有用鉱物の探査が、しだいに軌道に乗りつつある——までの地殻柱の《立体的な》測量に変わり始めている。地質図——地質測量の過程で直接、または、より大縮尺の地質図のデータをまとめる方法で編成された平面図——は、広域地質学の研究結果を記録し、整理した、最も重要なものである。地質図は、地殻の表面の構造だけを現しているが、添えられた地質柱状図と地質断面図と組み合わせ、その編成の基礎にある原則に従って、書かれた地域の地質構造をかなりの深さまで《読み取る》ことができる。広域地質学の研究は、構造上の特性を異にする地域を取り上げるとき、最も興味深く、また効果的である。こうした地域の比較研究により、地殻の構造と発達の種々のタイプを確定でき、ある地域に特有な特性を定めることができる。特に、ある有用鉱物の大きな富化をもたらす、地質構造の特性の特別な組み合わせを決定し、地殻の構造と発達の、最も一般的な規則性を明らかにすることができる。元素やその化合物、あるいは、たとえば生物の種や鉱物にさえ見られるような、近似した研究対象と違って、広域地質学は、自然の対象（岩系、累層、具体的な地質構造とその組み合わせなど）を扱い、一部だけ似ているが、それと共に、常に独特の特性をもつ対象を問題にする。広域地質学の研究に含まれる地域がより広く、その構造がより複雑なほど、地質学的環境の《スペクトル》は広がり、それらの比較研究に基づいて得た結論と求められた規則性は、より内容の豊富な、完全で奥深いものになる。

広域比較地質学の研究上、非常に大きな可能性を秘めているのは、ほぼ陸地の6分の1を占め、これを取り巻く付属海、大洋水域と共に、主な地質構造のすべてのタイプを含む、ソ連邦地域の研究である。ソ連邦には、広い古期卓状地——東ヨーロッパ、シベリア——の全部、または一部が分布し、構造上の

位置と時代を異にする、いくつかの閉塞した変動褶曲帯——古生代末に地向斜の発達を終えた大陸内のウラル-蒙古変動帯、これより新しい、やはり本質的には大陸内の地中海変動帯、いくつもの島弧と海溝をもち、発達を続けている、大洋に沿った太平洋変動帯——が広がる。ソ連邦には、起源の違う基盤をもつ、三つの新期プレート——西シベリア、ツラン、スキフ——がある。多くの地域に、最新のエビ地向斜作用、再度の造山運動、大陸内のリフト形成作用が、大規模に出現した。ソ連邦の東に、最も大きく、古い、太平洋海盆、北と北西に、より新しい北極海盆と大西洋海盆が隣接し、南西と東に、構造、時代、起源がさまざまな内陸海盆と縁海盆がある。

ソ連邦の地下には、起源に多くのタイプがある、あらゆる種類の有用鉱物が埋まっている。

ソ連邦の地質構造が非常に多様なことは、ソ連邦の地質学者に、広域比較地質学——大陸地殻と地球全体の構造と発達、有用鉱物の鉱床の形成と分布の基本的な規則性を明らかにする上で、重要な意味をもつ——の研究を実施するための、非常に大きな可能性を与えるだけでなく、これらの問題を有効に処理し、正しく解決するという、大きな責任をも課している。このことから、ソ連邦の広域地質学の研究は、地質学者の養成に当たり、わが国の地質構造に関する必要最小限の知識を提供して、普通に考えられるような意味をもつだけでなく、私たちの惑星の上部マントルの構造と進化、鉱物資源の分布の全体的な規則性を求め、点検する土台として、最も重要なものである。

## ソビエト連邦の地質学的研究の主な発達段階

人に役立つ鉱物と岩石についての、経験によって得られた知識の芽は、遠い古代に遡る。人が仕事や狩りの道具として石を使いだし、それを加工する技術を初めて獲得した、旧石器時代にすでに、いくつかの石材——フリント、黒曜石など——の性質と分布に関する、基礎的な知識が生まれた。その後、人間は、住まいを建て、焼き物の食器を作り、美術的な創作をするために、さまざまな種類の鉱物（岩面に描かれた壁画のための岩絵具、宝飾用の色のついた石、石を使った彫刻用の材料など）を利用し始める。新石器時代に、その利用の範囲は広がり、加工の技術は向上する。石器時代に、岩塩層から取り出す方法と、塩水を蒸発させる方法、による塩の採取が始まった。

金属の利用と採取の開始は、鉱物を素材として利用する上での重要な次の一歩であった。第一に、銅鉱の採掘と溶解が、ソビエト南部——アルメニアでは紀元前3000年、アゼルバイジャンで紀元前2500年——に始まった。この時代は、ザカフカスで、鉛、亜鉛、すず、ひ素——ブロンズなどの合金をつくるのに必要——の鉱石と、砂金、山金の採取が始まった時である。中央アジアでは、銅鉱石と多金属鉱石は紀元前2000年、鉄鉱は紀元前1000年に、採掘と精錬が始まった。その後、鉱床の採掘と初歩的な冶金工業が、北カフカス、ウクライナ、南ウラル、カザフスタン、アルタイ、ザバイカルで始まる。ギリシア-ローマ時代に、いくつかのソ連邦の南部地域で、色のついた石の採掘と宝石細工が発達する。バルト海沿岸では、琥珀——古代ローマ、後にビザンチン、その他の中世ヨーロッパの国々に運ばれた——が採掘された。有用鉱物の探査、採取、処理には、地質学的分布、存在する環境、成分と性質についての知識の集積が助けになった。鉱物学的、地質学的性質の完全な知識と興味あるアイデアが、11世紀初めの中央アジアの偉大な学者、アリ-ビルニ、イブン-シヌイ（アヴィツェンヌイ）、その他の何人かの東方の学者の著作中に収められている。

中世になると、ロシア平原地方に、建築材料の石、特に北東ロシアの石炭系の石灰岩、北西ロシア、沿バルト海地方、などのデボン系と古生界下部の石灰岩の採掘が、広く発達した。小さな顆粒状鉄鉱石、雲母（カレリで）が採掘され、製塩が盛んになる。イワン・グロズニーによると、1584年、モスクワに

石工業を管理する役所が設けられた。これは、鉱物資材の採掘と利用を管理する、我が国で最初の役所である。ロシア領がだんだん広がったため、16～17世紀のウラル、シベリアには、銅、鉄、その他の鉱石の探査、採取、そして冶金工業が発達する可能性が大きく広がる。《<sup>つ</sup>鉱石通》——さまざまなタイプの鉱物の鉱床の探査、採掘、処理問題の専門家——という職業が生まれる。

18世紀の初め、ピョートル一世時代にあったロシアの社会生活、経済生活の改造、強力で規律のある陸海軍の創設、長期の戦争継続の必要は、ロシアの鉱物資源、第一に鉄、銅、その他の需要を大きく増大させ、それぞれの鉱山関係の事業の組織化が求められた。1700年に初めて、特別な探鉱機関（1711年から鉱山監督局）が創設された。直ちに、ウラル、シベリア、カレリヤの鉱山と製錬所が拡張され、18世紀後半、ロシアは、銑鉄の製錬で世界一の座についた。18世紀前半の鉱山業の発達に大きな役割を果たしたのは、ピョートル一世の事業の優れた協力者であり、継承者である、ブリュース、ゲンニン、タチシチェフの活動であった。1718年、クンストカメラ——後のロシア自然科学博物館——がつくられ、鉱物、岩石、鉱石、古生物の化石の収集が始まる。1725年、ピョートル一世の発意により、ペテルブルグ科学アカデミーが設立され、ここで、ロシアの自然と鉱物資源の研究を集中的に行った。ウラルとアルタイには、最初の鉱山学校が開校する。

岩石中の鉱物資源、鉱物、鉱石などの有用鉱物のデータの収集と普及、ロシアの地下資源の研究を促進する上で大きな意味があったのは、18世紀半ばの優れたロシアの学者——ロモノソフ——の多方面にわたる活動であった。鉱物学と地質学は、その科学論文の中で重要な位置を占めている。彼によって書かれた論文、《地球の層について》は、理論的な面で当時を大きくリードするものであった。ロモノソフの尽力が大きかった、科学アカデミーが行った最も重要な仕事に、ロシアのさまざまな遠隔地に科学探険隊を多数派遣したこと、がある。これらの探険隊の目的の中では、自然地理学的観察、鉱物、岩石、有用鉱物の収集、種々の地質現象の研究、が重要な位置を占めていた。

20～40年代の学術探険には、シベリアをめぐるグメリン（兄）の旅行、太平洋の北西部のベーリングの航海、クラシェニンニコフとステレルのカムチャツカの調査——ここで、火山とその活動に関する興味あるデータが得られた——がある。ウラル、カフカス、西シベリアと東シベリアをカバーする、科学アカデミー探険隊の最も広範囲な調査が、1768～1774年、パラース、レペヒン、グメリン（弟）、ギリデンシュテット、ゲオルギらの指導の下に行われた。その中で、ロシアの地質と鉱物資源についての資料、鉱石、岩石、生物化石の豊富なコレクションが採集された。ウラルとシベリアの山岳地帯、バイカル湖盆、カスピ海の構造と起源に関する興味あるアイデア、《パラース鉄》（パラサイト）——後に、特殊なタイプの隕石と分かった——の最初の発見、たくさんの化石種の観察と記載、18世紀の90年代に完成した、クリミアの地質構造の記載、はパラースによるものである。

1780～90年代には、シャンギン、ラクスマンらに率いられた、ウラル、カレリヤ、アルタイ、ザバイカル、中央アジア各地の、特別な《鉱石探査》探険隊が組織される。19世紀の最初の10年、ロシア最大の鉱物学者で化学者のセヴェルギンは、ヨーロッパ・ロシアの各地で、地質 - 鉱物の調査旅行を行った。その報告、《ロシアの鉱物学的な土地記載試案》（1809）は、ロシアの地形と地質に関する情報を収めている。

18世紀の70年代（西ヨーロッパの鉱山アカデミーとほぼ同時）に、ロシアに、同じような科学者養成施設が開設された。すなわち、1773年に、ペテルブルグ鉱山学校（1804年に中等鉱山学校、後に、鉱山研究所に改組）、1779年、バルナウルにアルタイ鉱山学校が設けられた。この年、鉱山業の管理は、県当局の手に移され、廃止された鉱山監督局《岩石部》の代わりに、鉱山業のための探険隊（後、国有財産省鉱山部）が組織された。

18世紀後半に、フランスとドイツで、主に記載岩石学の考えに従ってつくられた、いくつかの地域の最初の《ゲオグノジー》図の編成が始まる。少し後には、同じタイプの図が、ロシアにも現れる。坑夫助監督のレベデフとイワノフがつくった、ザバイカルのネルチンスク鉱山地方の、縮尺約1:120000の手書きの地図が、今日まで残っている。

19世紀の初めは、地質学の歴史の中で、根本的な変革の時代であった。この時、層位学、地球の比較年代学、古生物学、古地理学のような、重要な学問分野を形成するための基礎が築かれ、地質図の編成、構造地質学、広域地質学、地体構造地質学の発展のための前提条件が作り出され、地球の歴史についての科学的な知識が生まれ始めたのである。その発達を後押しする、大きな力になったのは、南イギリスとウェールズの中生層を調べたスミス技師の発見と、パリ盆地の第三紀層、堆積物の時代を古生物で決める方法を研究した、フランスの自然科学者キュヴィエとブローニアルの仕事であった。この方法により、中に含まれている生物の化石を使って、広い地域の地層を対比することが可能になり、層位学的尺度のどの部分に入るかを決定し、年代関係を明らかにすることができた。スミスもキュヴィエもブローニアルも、最初の地質図(現行の意味で)の編成に当たって、層位学的な地層区分の原則を適用して、成功をおさめた。

19世紀の20~30年代と40年代の初め、イギリス、フランス、ベルギー、ドイツ、ヨーロッパ・ロシアの地質断面の研究に基づき、古生界、中生界、新生界のすべての系が区分されたが、その決定と区分には、古生物学的なデータが利用された。これは、地質図をつくる場合に、つまり、いろいろな時代の地層が地表に露出している地域を(いろいろな色をつけることによって)示す場合に、層位学の原則を利用することが極めて有効なことを示した。これにより、新しい地図の作成が増すにつれて、すべての、より細分された時代区分の設定が必要になり、これは、層位学、古生物学の研究の発展を促した。層位学の原則に従ってつくられた地質図の主な長所の一つは、さまざまな堆積コンプレックスの堆積環境と連続性を、はっきりと示していることで、地図に書かれた地域の地質構造を《読み取る》ことができ、地史の最も重要な段階を決めることができること、である。

1820~30年代にすでに、ロシアの地質学者は、モスクワ県とペテルブルグ県、沿バルト海地域、ドネツ川流域の断面の、層位学的区分と地質図の作成を始めた。特に、ロシアの地質学の研究のこの初期の段階で、重要な役割を果たしたのは、モスクワ大学教授ヴァルトハイム、ペテルブルグ鉱山研究所教授で《鉱山雑誌》の編集者ソコロフ、ドネツ川流域の最初の研究者コバレフスキーの研究であった。1834年以降、ロシアの広域地質学の研究の指導は、鉱山技師養成学校本部に委ねられた。広域地質学関係の仕事は、1825年から発行された《鉱山雑誌》、ロシアの地質学者を統合した最初の科学協会である、モスクワ自然実験者協会(1805年創立)、ペテルブルグ鉱物協会(1817年創立)、ロシア地理学協会(1845年創立)——これも、わが国各地に、いくつもの大きな地質-地理学探検隊を送り出した——の報告で公表されるようになった。ヨーロッパ・ロシア各地の広域地質学的研究の成果により、ロシア平原全体をまとめた地質図の編成に着手することができた。最初の、きわめて簡単で、編成に当たって、一部でだけ層位学上の原則が使用されている地図は、イギリスの外交官で地質愛好家である、ストラングベイス(1824)によるものである。1841年、ヨーロッパ・ロシアの二枚の地質図が、同時に発表された。これは、19世紀半ばのロシアの有名な地質学者、メイエンドルフとゲリメルセンが作成したものである。これらの図で初めて、この時代に区分された顕生代のすべての系が表示され、また、ロシア卓状地最大の地質構造の要素が、よく読み取られた。1840年代の初め、ニコライ一世の政府は、ヨーロッパ・ロシアの地質調査をするために、有名なイギリスの地質学者マーチソンを招聘した。2年間の探検調査——これには、有能なロシアの研究者カイゼルリンクとコンカロフが協力した——と、ロシアの地質学者の公刊し

た資料、手書きの資料、を広く利用した結果、マーチソンは、その採集したコレクションを整理したフランスの古生物学者ベルネール、カイゼルリンクと共に、ヨーロッパ・ロシアとウラル山脈の地質に関する基本的な報告書を作成した(1845)。間もなく、前のものよりもずっと詳しい、《ゲオグノジー》図を添えたこの報告書が、ロシアの地質学者、オゼルスキーの補足と訂正——ロシアの地質に関する、何十年かの重要な知識に基づくもの——を加えて、ロシアで出版された。マーチソンは、その研究中、ロシア平原の東部に、石炭系と三畳系の間にある赤色層が広く発達していることを確信するようになり、これを独立した二畳系として分離した。

19世紀の中期と第3四半期に、ロシアの広域地質学的研究は、発展を続けた。ロシア平原(ルリエ、ヤズイコフ、エイフヴァリト、トラウトショルトら)、カフカス(アビフラ)、ウラル(アンチポフ、メグリツキー)、アルタイ、沿バイカル、その他のシベリア地方(ミッデンドルフ、チハチュフ、チェルスキー、チェカノフスキーら)で、重要な研究が行われた。この時期、モスクワ、ペテルブルグ、カザン、ハリコフ、キエフ、ノボロシースク(オデッサ)の各大学で、地質学の教育施設を設置し始める。モスクワ大学では、1835年に鉱物学とゲオグノジー講座が設けられ(1862年からは、ゲオグノジーと古生物学講座)、1870年代末まで、シュロフスキー教授——ウラル、アルタイ、カフカス、モスクワ盆地の総合的な地質報告書の著者——が指導した。1880年代末から、この講座をパブロフ——ロシア・プレート(特に沿ヴォルガ地方)の中生界と新生界の最高の研究者、また、有名なモスクワ、またはパブロフ地質学校を創設した、構造研究の始祖——が指導した。

1861年の農奴制の廃止は、ロシアの資本主義的方法による経済発展のための、好ましいチャンスをつくった。工業と鉄道の建設を拡大する必要がある、鉱物資源の需要を増大し、これが、地質調査と探鉱を拡充する刺激剤となり、科学的な指導と調整が必要になった。1882年、鉱山局により地質学委員会(ゲオルコム)が設立され、ロシアのあらゆる広域地質学的研究を指導し、ヨーロッパ・ロシアの系統立った地質調査(1:420000の縮尺で)を実施し、石炭、石油、鉱石を含む見込みがある、ロシアの多くの地域(ドンバス、カフカス、シベリアと中央アジアのいくつかの地方)で、特別な調査を実施した。地質学委員会の初代委員長は、鉱山研究所教授ゲリメルセンで、その後、数十年間は、19世紀末~20世紀初めのロシア最大の地質学者カルピンスキー——ロシア(後に全ソビエト)科学アカデミーの選挙による初代総裁——が指導した。しだいに、さまざまな部門を擁する科学機関になった地質学委員会で、わが国の多くの傑出した地質学者——シュミット、ボグダノビチ、ムシケトフ、チェルヌイシェフ——が活動した。19世紀末~20世紀初め、パブロフとその弟子たち(アルハンゲリスキーら)のロシア・プレート、アンドルソフの黒海-カスピ海地域、レヴィンソン-レッシングのウラル、カフカス、オブルツェフのシベリア各地、の地質調査が行われた。

1878年、パリで第1回国際地質学会議(IGC)が開かれ、その活動の初期の主な課題の一つは、《地質図の編成、地質学の専門用語、分類、の基準の設定》であった。ロシアの地質学者は、会議の活動に積極的に加わった。ポーニャでの第2回国際地質学会議で、カルピンスキーは、各国の地質図に用いられている表示(色、記号)の条件の統一、という重要な問題を見事に解決したことに対し、賞を与えられた。1897年に、ペテルブルグで第7回国際地質学会議が開かれ、これに伴い、ロシア各地の地質巡検が行われた。この会議は、急速に発展しつつある地質部門と地質関係の学問にとって、厳しい資格試験であって、世界の科学の中のしかるべき地位を確保した。しかし、ロシアの地質学者のすばらしい仕事にもかかわらず、十月革命時代まで、ロシア国内は全体として、十分に研究されていなかった。そのヨーロッパ部分は、小規模な測量がなされたが、アジア部分は、その南部地方のわずかな地域でいくつかの調査が行われただけであり、その他の地域は大きな《空白地帯》、狭いトラバース測量の横断地帯で



あった。シベリア、カフカス、中央アジアでは、有用鉱物の産地のわずかな部分が、明らかにされただけであった。

ソビエト政権の初期に、我が国の地質調査と鉱物資源の探査事業は強化された。レーニンの指示により、グブキン——1920～30年代にソビエト連邦の地質調査業務を組織した、最大の地質学者——の指導のもとに、クールスク磁気異常地域（KMA）の地質-地球物理学的調査が始まった。技術者、地質学者を養成するため、多数の大学、鉱山、技術研究所（ペテルブルグ、トムスクなど）の地質部門が拡充され、1919年に、モスクワ鉱山アカデミーが設立されて、後に（1930年）、分かれていくつかの研究所になった。地質部は、地質学委員会から分離して、専門の地質局になり、これは後に、地方地質局（現在は合併）を抱える地質省になった。地質学委員会は、地質省の中央科学調査研究所（現在の全ソ地質学研究所）になり、この中に、他の一連の科学機関もつくられた。ソビエト科学アカデミーの行う地質調査の規模とテーマは、特に1930年代半ばにモスクに移り、この中にいくつかの大きな地質学研究所が設けられた後、非常に大きく広がる。多くの地質学研究所が、ロシア共和国のヨーロッパ部分、シベリア、極東、その他の共和国の各都市に設置され、ここに地質学校が建てられた。

戦前、ソビエト連邦の地質学の研究上、重要な意味があった（一部は戦後に続く）のは、我が国の地質構造とその発達の基本的な性格を決定することができた、アルハンゲリスキーとシャツキーの研究、ウラル-蒙古変動帯の古生界についてのナリフキン、カフカスの地質についてのレンガルテン、シベリアの地質についてのポリシャーク、ヴェ・オブルツェフとエス・オブルツェフ、ウソフ、カザフスタンと中央アジアの地質についてのカッシンとニコラエフ、堆積鉱床の堆積と生成の規則性の研究についてのストラホフ、ウラルとカムチャツカの火成活動についてのザヴァリツキー、カフカスとボルガ-ウラル地域の石油ガスの埋蔵問題についてのグビン、極東のメタローゲンについてのスミルノフとビリピン、などの業績である。第17回国際地質学会議（モスクワ、1937年）に向けて、縮尺1：5000000の全ソビエト連邦の最初の地質図が出版され、この図には、我が国北東部の特殊な《空白地帯》が残されただけであった。この会議でのソビエトの地質学者の業績の展示は、ソビエト連邦とその鉱物資源の地質学的研究の偉大な進歩を、はっきりと人々に示した。

第二次大戦中、我が国のあらゆる地質学の研究は、防衛に必要なものを供給し、ファシズムの干渉を打ち砕くことに捧げられたが、勝利に終わった後は、組織立った、総合的な性格を取り戻した。地質調査全体の規模は、戦前に比べて大きく広がった。深層ボーリング、この10年では、超深層ボーリング、種々のリモートコントロールによる（地球物理学、地球化学、航空写真地質学、宇宙地質学的）調査のような、新しい技術と方法の採用が必要な地下調査の傾向が、大きく広がった。これにより、古期プレートと新期プレートの堆積被覆層の構造が調べられ、石油、ガスなどの有用鉱物の鉱床が明らかになり、その基盤の構造の主な性質を知ることができた。内海と緑海の大陸棚と深海地帯（第四紀層を“除いた”この地質構造は、1982年に出版された縮尺1：2500000のソビエト連邦地質図に初めて示された）、大洋盆の総合的な地質-地球物理学的研究が盛んになった。

50年代半ばに、縮尺1：1000000の全国の地質図がほぼ完成して、初めて《空白地帯》のない、縮尺1：2500000の地質図の編成が可能となり、縮尺1：200000の組織的な測量が始まった。この作業は完成間近で、現在、より大縮尺の、国による地質図の作成作業に広がった。測量の縮尺を大きくすることは、地表に現れたコンプレックスのより詳しい層位的区分、組成と構造のより細かな研究、地図に示される、しだいに深さを増す深層の地殻部分の地質構造の解釈、を必要とし、これは、地質測量の現場にボーリング、先行してなされる地球物理学的調査、を導入することによって達成される。地殻部分の地質構造の立体的なモデルをつくる、深層、すなわち立体的な測量が始まり、いろいろな深さ

(ときとして5~7 kmに及ぶ)の地質図-地質断面図, 上部の堆積物コンプレックスを“除いた”図(《古地質図》), 基盤の地質構造図と基盤の地形図——全体として, 広大な地域とソビエト連邦全体の, 増大したすべての深さに達する地殻に関する知識を与える——の編成が, 広範囲に行われる。広域地質学の研究で, 深さを深くすることが必要なのは, 地表か, 地表のすぐ近くにある有用鉱物の鉱山は, 多くがすでに発見され, 鉱物の大集積がある見込みが, 基本的には, 深いところの鉱床にあるからである。次に, 調査の深さを増すことによって, 調査地域とソビエト全体の地質構造の最も重要な性質とその発達の規則性を, より完全に解明できるのである。1970~80年代に, ソビエト連邦は, 世界で最も深い(12 km以上) コラ掘削孔を掘削した。

ソビエト領の戦後の広域調査の成果により, ロシアの地質学者は, 国際的に好評を博した, ソビエト連邦と隣接地域の一連の構造図——さまざまな原則に従ってつくられ, 地質構造の分野での種々の理論的な考えを反映している——を編成することができた。1984年に, モスクワで, 多数の地質巡検を同時に行つた, 第27回国際地質学会議が開かれた。この会議で, ソビエトの地質構造と鉱物資源の研究での, 地質部門とソビエトの科学の成果が, 広く人々に示された。

### 地殻の深層構造とその主なタイプ

現在の地球物理学のデータ, そして第一には, 地震の研究資料によると, 地殻の深層構造には, 全体の厚さと内部構造で区別される, 大きな二つのタイプ——大洋型(厚さ5 km, 最大10 km), 大陸型(厚さ30~50 km, ところどころで60~80 km まで)——と, これらのタイプの間にある, いくつかの漸移型がある。地球の個々の地域の地殻の厚さ, つまり, 下にある, より緻密なマンテルの最上部がある深さと, 主要な地形の絶対高度, または絶対深度の間には, 大ざっぱな相関関係がある。ヒプソメトリック・カーブ, つまり, 地表でのいろいろな高さや深さの相対的な分布図では, 地形——大陸(+1 km から-0.2 km までの高さの陸上の平原と大陸棚)と大洋(4~6 kmの深さの大洋の深海平原)——に応じた, 標高の出現率の二つのマキシマムが非常に目立っている。大陸棚から大洋の深海平原までの漸移地域, つまり大陸斜面とその裾(0.2 km から3~4 km), 大陸の山岳地域(+1 km から+9 km), 海溝と舟状海盆(-6 km から-11 km まで)の占める面積の合計は, ごくわずかである。ヒプソメトリック・カーブに二つの段があるのは, 地殻に, はっきりと異なる主な二つのタイプ, つまり, 陸上の平原に特有な, 標準的な厚さ(山岳構造の下で一般に厚くなる)の大陸地殻, 大洋底の深海部に特有な, 薄い大洋型地殻, があるためである。このように, 地殻の基底の凹凸は, 何倍も誇張され, 目立った形で, 地形の主な凹凸に反映する。地球のある地域の地殻が厚いほど, その表面はより高くなり, その基底は, より緻密な上部マンテル中により深く沈む。ここに, アイソスタシー, すなわち, 比較的緻密な上部マンテルの物質と, それほど緻密でない地殻の物質の地塊の間の, 均衡状態指向, が現れている。

ソビエト連邦のほぼ全土に, 大陸型地殻が分布する。ふつう, その厚さは, 30 km から50 km まで(平均約40 km)で, 主として我が国の南部地方のいくつかの山岳構造の下で, 55~70 km まで増加する。最も完全な形の大陸地殻の断面では, 弾性と密度の異なる, 次の主な三つの地球物理学的《層》が区別される(上から下に)。

1. 《堆積層》(《堆積被覆層》, 《未凝固層》)は, 水平か, 緩やかに堆積し, 変成作用を受けていない堆積層と, ときにはその他に, 顕生代, ところどころで原生代後期の火山岩, とから成る。これらの岩石中のP波の伝播速度( $V_p$ )は, 一般に2 km/s から5 km/s で, 全体として, 下に向かって増加する。堆積層の厚さは, 0 km から5~10 km まで, いくつかの狭い地域では, 15~25 km

まで変化することもある。ソビエト連邦の40%を含む、非常に広い大陸には、堆積層がない。古期卓状地の楯状地では完全に消えてしまうが、褶曲地域には、散発的に発達する。

2. 《花こう岩》層、または、より正確には《花こう岩-変成》層は、激しく変形し、いろいろな程度の変成作用を受けた、初生堆積岩層と火山起源の層、それと、主として酸性の花こう岩質岩の貫入岩で、 $V_p$  は $5.5\text{ km/s}$  から $6.3\text{ km/s}$  までである。楯状地に、また褶曲帯のほとんどのところで、地表に露出する。典型的な大陸地殻の発達地域では、厚さは $10\text{ km}$  から $20\text{ km}$  まで、しばしば $25\text{ km}$  まで、である。
3. 《玄武岩》層、または、より正確には《グラニュライト-玄武岩》層は、どこにも露出してはいないが、間接的なデータによると、本質的には、深層で変成作用を受けた、グラニュライト相の岩石と、もっぱら塩基性、一部で超塩基性の火成岩から成り、 $V_p$  は、 $6.5\text{ km/s}$  から $7.3\text{ km/s}$  まで(平均して $6.8\sim 7\text{ km/s}$ )。この層の厚さは $15\text{ km}$  から $25\sim 30\text{ km}$  までである。花こう岩-変成層からグラニュライト-玄武岩層への移化は、ある地方ではきわめて急激に、飛躍的に、いわゆるコンラッド面(またはC面)に沿って行われ、他の地方では、弾性波の速さ、したがって、岩石の密度は、《固結した地殻》の断面に沿って、下に向かってなめらかに、また、しだいに増大し、これらの層をはっきりと分離することができない。多くの地方では、 $V_p$  の値と岩石の密度分布が逆転している、特別なゾーン(《層》)がいろいろな深さにあることで、固結した地殻のより内部の構造が、より複雑であることが、確認された。地殻内に、相対的に $V_p$  の値が小さくなるゾーンが出現する原因は、現在、はっきりとは分かっておらず、おそらく、いろいろな原因があるのであろう。地殻から上部マントルへの移化は、 $V_p$  が $7.9\sim 8.3\text{ km/s}$ 、ときには $8.5\text{ km/s}$  までの、薄い( $1\sim 2\text{ km}$ ) 移化ゾーン——やや単純化してマントル面の境界と見なされる、モホロヴィチッチ不連続面(モホ面、またはM面)——中で起こる。一般に、大陸の下のマントルの上部の成分は、超塩基性(主にかんらん岩質)と推定されているが、ある研究者は、これは一部にせよ、エクロジャイト——化学成分は、はんれい岩に似た物質であるが、高密度で、したがって鉱物組成が異なる物質——でできている、と考えている。大陸の構造運動の盛んな地域、特にリフト・ゾーンで、P波の速さは、M面で相対的に低下する(たとえば、バイカル・リフト・ゾーンで、 $7.7\text{ km/s}$ ) が、これは、マントル上部の異常な温度上昇と密度の低下によるものである。

大陸内と、主としてその周縁のいくつかの地域は、ふつうの大陸地殻( $10\text{ km}$  から $30\text{ km}$  まで)よりも薄い地殻をもち、その断面も違いがある。ある島弧(たとえば、千島列島、コマンドル諸島地帯中)には、厚さ $10\sim 25\text{ km}$  で、《花こう岩-変成》層と《玄武岩》層の区別がはっきりしない、亜大陸型の地殻が広がる。深い内陸海盆(黒海、南カスピ海)と縁海盆(日本海、南オホーツク海)、いくつかの大陸内の超深海盆(プリカスピ海)に特有なのは、亜大洋型地殻で、この中では、地表でのデータによると、厚い堆積層( $3\sim 5\text{ km}$  から $15\sim 25\text{ km}$  まで)下に直接、 $5\text{ km}$  から $15\text{ km}$  まで厚さの《玄武岩》層がある。《花こう岩-変成》層は、これらの海盆の内側部分で尖滅するか、《玄武岩》層の弾性をもった層と入れ代わる。このタイプに入れなくてはならないのは、北極海のユーラシア海盆中のナンセン、アムンゼン深海盆である。同じような海盆の、地球物理学上の《玄武岩》層の性質と起源は、議論があったが、違った海盆では、違っているのであろう。

大陸から大洋盆への移行は、地殻のタイプの変化を伴う。この移行は、比較的是っきりと、狭い大陸斜面内で進行するか、違ったタイプの地殻をもつ複雑な地域の集まりが特徴である、多少広い地帯で行われるか、である。アジア大陸と太平洋底の間の複雑な構造の漸移帯は、その一例である。深さが $3\sim 4\text{ km}$  を超える太平洋、大西洋、インド洋の、ほとんど至る所の海底をつくる大洋型地

殻は、地震学のデータで、また一部は地質学のデータで区分される、特徴のある次の三つの層から成る（上から下に）。

1. 第1層、または堆積層、厚さ0、または数10メートルから0.5～1 km まで(平均0.2～0.5 km)。大洋中の深海掘削で明らかにされたように、大洋の堆積物の層準は、どこでも、ジュラ紀中期、後期よりも古い時代のものはなく、大洋の深海底の大部分が、白亜系と新生界（または新生界のみ）のものである。この時代の堆積速度は、平均1～5 mm/1000年であった。大洋の多くの地域で、堆積層の下部層準が浅海性で、断面の上に向かって、しだいに深海性堆積物に移行するのが認められた。
2. 第2層（厚さ平均 1.5～2 km）、この上部は、各地でボーリングによって採取され、溶岩（枕状溶岩を含む）、ハイアロクラストイト、それと、薄い堆積物の挟みを（少なくとも断面の上部に）もつ、玄武岩の脈岩（主として層の下部にある）である。凝固した大洋地域の第2層の上部は、数百万年をかけて形成された。第2層の上部の岩石の時代は、一般に、第1層の基底の堆積物に近く、さまざまな大洋地域で、新生界、白亜系、ジュラ系上部または中部のさまざまな層準に属している。全体として、第2層の上部の玄武岩と基底の堆積層の時代は、大洋中のリフト性海嶺から、大洋縁に向かって下がり、堆積層の全体の厚さも、この方向に厚くなる。
3. 第3層（平均の厚さ3～4 km）、この岩石は、今のところ、ボーリングでは採取されていないが、大洋中のいくつかの断裂帯で、ドレッジで引き上げられた、塩基性（はんれい岩質）、一部超塩基性の貫入岩から成る。中での  $V_p$  が平均  $6.5\sim 7\text{ km/s}$  のこの層は、最近まで《玄武岩層》と呼ばれ、これは、大陸地殻の《玄武岩》（グラニュライト-玄武岩）層と同じもの、という、根拠のない、間違った考えを生んだ。第3層の下には、超塩基性岩（主にかんらん岩）から成る上部マントルがある。両者の間の移行は、大陸下よりもさらに薄いゾーン（M面）の中で行われ、ここでは、P波の速さが  $8\sim 8.4\text{ km/s}$  まで飛躍的に増加する。

大洋下の上部マントルは、大陸下でのように、深さ約900 km まで続く。弾性波の速さと密度の増加は、地殻中よりも、ゆっくりと、なめらかに進行するが、これは、マントルの上部に、低速ゾーン（《導波帯》）があること、電気伝導度が大きくなること、で複雑になっている。グーテンベルグの名を冠したこのゾーン、すなわち岩流圏（つまり、ルーズなマントル）は、深部の《層》とされ、その物質は、上部マントルの上にある部分とも、下にある部分とも、いくらか密度が小さくなること、粘性が低下すること、が異なり、比較的、可塑性があり、ところどころで、部分的に溶解した状態にある。多くの大洋地域で、岩流圏は、深さ50 km から200 km までのところに見られるが、大洋中のリフト性海嶺の中軸地帯では、このゾーンの最上部が、マントル面まで沈下している。大陸のいくつかの地域では、岩流圏が、深さ100～150 km のところに認められた。

60年代～70年代初め、地球の表面の下全体に、可塑性のある全地球的な球殻として、岩流圏が連続して分布している、という説が生まれた。上にある、上部マントルのより粘性と靱性に富む、最上部のゾーンを、地球の外側の《岩石殻》——平均の厚さ50～100 km の岩石圏——として、地殻と合併するようになった。岩流圏が至る所にある、という考えは、60年代に生まれた、広大な、比較的薄くて固い岩石圏の薄い層（《プレート》）が、可塑性のある岩流圏——その物質は、マントル中の対流作用に加わる——の上を相対的に滑動する、とする《プレート・テクトニクス》の重要な出発点の一つとなった。しかし、その後、70年代に、上部マントル中に岩流圏の典型的な分布が見られるのは、どこにでもあるものでなく、熱流量が異常に大きいのが特徴である、主に大洋と大陸の構造運動と熱作用の激しい地帯の下であること、いっぽう、古い、より《静穏な》

大陸地域、そしておそらく大洋地域では、その分布は、ほんのちょっとしか見られないか、全く見られないか、である。こうした場所（たとえば古期卓状地の下）では、岩石圏が、300 km、500 km にさえ達する深さまで広がっている可能性がある。したがって、もし、こうした地塊、つまり《プレート》が水平移動をするとなると、その厚さは300~500 km を下らないはずで、このことから、根本的な修正を加えないでは、プレート・テクトニクスの提起した移動モデルの採用は、不可能である。

## 大陸の構造区の型

ソビエト領の構造による分帯に基づき、これを新期地殻固結時代、つまり、原生代後期と顕生代——地球の歴史の最近の16.5億年をつくる——の間の構造の発達の性質、したがって、この地域の現在の地殻の構造の性質が全く異なる地区に細分する。大陸内で識別される、構造区の主な構造と発達の性質の最大の多様性は、新期地殻固結時代に生まれ、基本的には、この時代を通じて維持された。大陸、特にソビエト連邦と、隣接する北ヨーロッパ地域の地史的構造区（構造-地形区と共に）の主なカテゴリーとして、一般に、主として原生界上部以前（バイカル以前）の基盤をもつ**古期卓状地**と、さまざまな時代の褶曲地域（古い、消滅した地向斜地域につくられた）から成る**新期地殻固結時代**の変動帯、それと、現在の地向斜地域、が区別される。しかし、構造の比較研究の試みは、大陸内には、地質構造やその発達が、典型的な古期卓状地と変動帯の間にある、多くの地域も存在すること、を示している。筆者は、**新期地殻固結時代**の、隣り合った古期卓状地と変動帯の間の中間的な位置を占める、こうした地域を、第三の、独立した、大陸の構造区の主要なカテゴリー——**メタ卓状地**——として分離することを提唱した（ミラノフスキー、1983）。本書で取り上げた、**新期地殻固結時代**の大陸の構造区の種類を表に示す。

大陸の地史的構造区の主なカテゴリーの第一——**古期卓状地**、またはクラトン——は、広大な、百万平方キロ、または数千万平方キロにも及ぶ、古い大陸地殻の地域で、遅くとも原生代前期末、大部分は始生代末までには、すでにできていて、その間に新期地殻固結時代の地向斜帯が生まれた結果\*、原生代末に切り離された。新期地殻固結時代の間、古期卓状地は、構造の発達が比較的静穏な状態なのが特徴であった。これは、第一に、鉛直運動が割合に《活発でないこと》、横方向の分化が弱いこと、輪郭のリニエーションと平行性がないか、わずかしは見られないこと、一部の構造の要素の配列、比較的低速な隆起と沈降（ふつう、1 cm/1000年以下）、となって現れた。このため、古期卓状地上には、長時間たった後でも、薄いか、中程度の厚さ（一般に、卓状地の発達する全期間中に数キロを超えない）の堆積物が堆積し、数少ない例外として、堆積物の堆積による沈降の、また、削剝による隆起の、やや完全な補償、がある。その中の地形は、まれに隆起し、その大きな丘陵、まして山地は、長くは残らないが、堆積物は一般に、浅海、まれに低い陸上の平原、平らな内陸水域に堆積する。古期卓状地には、それぞれ、堆積層と堆積による有用鉱物——この成分と岩石学的特性は、堆積が行われた古地理学的、特に古気象学的環境を反映している——の独特の多くのタイプがあるのが特徴である。古期卓状地の発達の前期メガ段階、主に原生代後期に、これらの地域の大部分が隆起したが、地溝性の線状に伸びた狭い盆地——シャツキー（1964）によってオラーコジンと命名された——だけが沈降（しばしば非常に深い）に加わった（ボグダノフによるオラーコジン段階）。

\* これは完全に、ローレシア・グループと Gondwana・グループ全体の卓状地にあてはまる。Gondwana・グループの個々の卓状地は、インド洋、大西洋海盆の形成により、後に切り離された。

新期地殻固結時代の構造区の主なカテゴリと型

構造区の主な カテゴリー	発達のメガ段階と段階, それらに特有な構造の要素のタイプ													
	前期メガ段階					後期メガ段階								
						《標準的発達》段階			構造-火成アクチベーション段階					
古期卓状地 (クラトン)	前期(オーラコゲン)メガ段階	オーラコゲン間隆起(地塊)					後期(プレート)メガ段階	楯状地			アクチベーション帯と地域(ふつう卓状地部を覆う)	ドーム-地塊状隆起		
		オーラコゲン						古期プレート	楯状地の斜面	周クラトン盆地				
		逆転前の段階で		逆転後の段階で					陸背斜					
					鞍部									
					陸向斜									
メタ卓状地地域	前期(オーラコ地向斜)メガ段階	オーラコ地向斜凹地			オーラコ地向斜褶曲帯			後期(準卓状地)メガ段階	基盤の突出	アクチベーション帯と地域	メタ卓状地リフト・ゾーン			
					メタ卓状地地塊				新期プレートとパラプラコス		ドーム-地塊状隆起			
変動帯	前期(地向斜)メガ段階(おそらく、いくつかの《輪廻》から成る)	《輪廻》の本来の地向斜段階の要素				《輪廻》の造山段階の要素				後期(後地向斜)メガ段階	エビ地向斜褶曲帯と地域	アクチベーションまたは第二造山運動地域と地帯(広義)(ふつう、変動帯のエビ地向斜部を覆う)	第二造山運動地域(狭義)	
		地向斜帯と地域	中央地塊(残留)				エビ地向斜(原始造山)地域	中央地塊(隆起)					褶曲基盤の突出(《新期楯状地》、パラスピス)	第二造山運動(後褶曲)リフト・ゾーンと系
			地向斜系	地背斜				内側盆地						
		地向斜凹地の型		海洋地向斜(オフオライト)		エビ地向斜褶曲構造								
				優地向斜(狭義)										
				メソ地向斜										
劣地向斜			周縁凹地											
						周縁火山帯								

それより後の、主に顕生代のプレート・メガ段階では、上にほぼ連続している、変形していないか、わずかに変形した堆積物の被覆層が形成された、はるかに広大な地域が沈降に加わった——プレートである。下にほとんどすべての古期オラーコジンが埋没しているプレートの被覆層の全体の厚さは、100 mから数 km まで変化するが、最も深い凹地では、10~20 km に達する可能性がある。プレート内の基盤の沈降と同時に、顕生代に、広大な卓状地地域——その地史全体、または大部分を通じて、絶対的な（または特定の時期には相対的な）隆起の傾向をもつ——がさらに激しく分離独立した——楕状地である。

楕状地は、先カンブリア界下部の基盤——深層で変成したコンプレックスに特有な構造上の特性（葉状構造、非常に細かな褶曲構造、流理構造、花こう片麻岩のドーム、オーバルなど）が広く発達する——が地表に露出（突出）する円形または、わずかに長く伸びた地域である。楕状地内には、地溝、低平な盆地、または、変形しない被覆層のレリックの形で、個々の被覆層の分布地域があるかも知れない。

プレートは、楕状地の全部を取り巻くか、一部で楕状地と接するかして、ふつう、大きさは楕状地に劣らず、東ヨーロッパ卓状地とシベリア卓状地では、はるかに楕状地を越えさえもする。プレート中では、被覆層の堆積、厚さ、断面の完全さ、その基底のある深さ——プレート・メガ段階の個々の段階での鉛直運動、すなわち、沈降と隆起の性質の横方向での違いを反映する——で、いくつか、構造の要素の主なタイプが区分される。すなわち、円形、卵形、不規則な形の凹地——**陸向斜**と、緩い傾斜の相対的なドーム状隆起——**陸背斜\***、隣接する陸向斜と陸背斜の間を結ぶもの——**鞍部**、緩やかな**楕状地の斜面**、また、同じ構造で、卓状地の周縁部にあり、ときに非常に深い**周クラトン凹地**、である。これらの要素の境界は、絶対的なものではない。

被覆層のプレート・コンプレックスのほぼ水平な堆積を複雑にしている、これより小さな構造には、一般に、埋没したオラーコジン上、または、基盤の大断裂上につくられる**地膨**と**平背斜**（ときとして、より複雑なゆるい褶曲帯——**複平背斜**——として一括される）、**撓曲**、**断裂**（もっぱら断層、衝上断層タイプ）と、可塑性物質の核（岩塩、石膏、その他のドームと背斜）をもつ、局地的な**ダイアピル構造**と**クリプトダイアピル構造**である。古期卓状地が発達中の断裂の役割は、そのいくつかについては、周期的な運動が復活したものの、全体としては低下した。古期卓状地は、厚さ数百キロの非常に大規模な地殻-マントル地塊の形でだけ、一体不可分のものとして、水平方向に移動することができたらう。なぜなら、こうした場合にのみ、非常に長期にわたって、卓状地の最大の構造上の要素の中の鉛直運動の性質（たとえば、10~15億年に及ぶ楕状地の隆起の傾向）を保つことが可能だったろうから。

最近まで、古期卓状地に、差別的な水平運動は、実際には出現しなかった、と考えられていたが、主にオーラコゲン帯と多くの古期卓状地のトラップ質の広域火成活動の大規模な発達、逆断層、逆断層-衝上断層タイプの移動が起こる断裂が立証されたことから、少なくとも古期卓状地の特定の地帯で、あるいは、その全体でも、その発達のある時階で伸長、収縮、そしておそらくは断裂による変形を受けた、と考えられる。卓状地の被覆層中に局地的に分布する多数の褶曲による転位は、一般に考えられているように、基盤の地塊の相対的な鉛直運動だけではなく、その水平移動にも原因がある。

広域変成作用を受けた基盤と違い、古期卓状地の被覆層は、ふつう、変成作用による変化の跡がなく、これは、発達が卓状地段階に移行する際、その地域の温度条件が大きく低下したことを反映している。一般に古期卓状地は全体として熱流量が小さい（オーラコゲン帯ではやや大きい）のが特徴である。この熱を多く出すのは、地殻に含まれる放射性元素の崩壊で、いっぽう、マントルの出す熱量は、ごくわずかである。この、比較的低い温度条件と、古期卓状地の地史の大部分にわたって、火成活動の発達がないか、または限られていること、主にアルカリ-塩基性、アルカリ-超塩基性の貫入岩、噴出岩、そ

\* ある陸背斜は複雑な構造をもち、鞍部で隔てられたいくつかの同じようなドームから成る。

して特に、古期卓状地にだけ特有のキンバーライト岩体として現れる特異性とは、関連がある。しかし、数少ない、特別な短期の発達段階では、古期卓状地は、上よりも大規模な陸上噴火と、地表に近い地殻の調和的、非調和的な貫入型玄武岩（トラップ）質火成活動の場、となっただろう。多くの古期卓状地の最も著しく、ときに大規模なトラップ質火成活動の出現——この時期の温度の高さを証明する——は、中生代と古第三紀のいろいろな時期に見られる。

古期卓状地の構造-温度条件の活発化は、別の形でも現れた。すなわち、それが高まったある地帯には、散発的な激しい隆起、地殻の激しい温度上昇、基盤の岩石の放射測定での《若返り》、アルカリ、酸性マグマの貫入（たとえば、中生代のアルゲン-スタノボイ楕状地）をもたらし、他の地帯は、伸長してクラトン内リフト・ゾーンとなった（たとえば、中生代と新生代のアフリカ卓状地など）。

大陸と大洋の間の漸移帯、それと大陸の地史的構造的分帯での、第二の重要なカテゴリーは、**新期地殻固結時代の変動帯**——北大西洋、ウラル-蒙古、地中海、太平洋——である。これは、基本的には、原生代後期に形成されたが、その輪郭は、顕生代中にいく分変わった。この変動帯の発達中に、質的に異なる二つの大きなメガ段階があり、違った変動帯では、そして同じ変動帯中でも違った地域では、この二つの交代は、違った時代——原生代後期末から顕生代末まで——に起きた。最初の——地向斜——メガ段階は、岩石圏の激しい構造運動が特徴で、これは、振幅の大きな、一様でない鉛直運動（沈降が優勢である）、水平運動、変わりやすいが、全体として高い、地殻とマントル上部の温度条件、となって現れた。地向斜メガ段階の間、複雑な地殻の改造作用と、その上層の構造の複雑化が進み、この関係で、異なる発達段階にあった地向斜地域は、構造上、共通した性質をもつことができない。このため、《古期卓状地》の概念と違い、《地向斜帯》または《地向斜地域》の概念は、本質的には地史-地質学的な意味だけを持ち、構造上の意味はない。変動帯の第二の——後地向斜——メガ段階は、地向斜帯（またはその一部——地向斜地域）がなくなった場所に、エピ地向斜褶曲帯（または地域）が形成されることから始まり、その構造、温度条件は、その活動度については、全体として地向斜メガ段階に比べ、著しく劣るが、それと共に、一般に、古期卓状地の構造、温度条件のそれを上回っているのが認められた。

地向斜作用の全体的な性質と傾向、その周期性と段階性、地殻の構造運動と変形、地向斜帯の地形の特徴、地向斜作用のある段階に特有な岩石層、火成活動、変成作用、構造形態、についての現在の説は、基本的には、過ぎた地質時代にエピ地向斜地域に変わった、地向斜地域の研究資料と、構造運動の活発な地球上のいくつかの地域——今日、いろいろな発達段階にある地向斜地域の現在のアナログ、と推定される——の研究資料に基づいた、理論的な復元の結果である。しかし、過ぎた地質時代の地向斜構造と発達のモデルを再現するために、こうしたデータを使う際には、注意が必要である。なぜなら、地球の歴史は、同じような地質現象や地質作用の単純な繰り返しでなく、複雑で、指向性をもつ、逆もどりと前進のあるプロセスだからである。地向斜地域の構造と発達についての現在の説は、全体として、まだ、完全とはゆかず、模式的で、研究者が地質構造について違った考えをもっていると、それらの論文では、全く違ったものになる。

地向斜帯とその中の個々の地向斜凹地の誕生は、ある場合には、大洋型地殻の上であり（これは特に、太平洋変動帯の大部分でそうである）、他の場合には、大陸地殻上である。一般に、地向斜作用の初期と前期に、以前にあった地殻は、激しい破壊作用——粉碎、水平方向の伸長、薄くなる働き、リフト・ゾーンに似た地帯の形成、そして多くの場合、完全な分裂、地向斜地域内に新たに生まれた大洋型地殻をもつ特別な地帯の形成に至る——を受けた。同じような地帯——それが、かつてあったことは、一般に、激しい擾乱を受けた層（構造的なレンズ、押しつぶせ地塊、メランジュなど）中の超塩基性岩と塩基性岩が広く発達する、オフィオライト・コンプレックスが示している——の構造上の特性とその幅には、



激しい議論があった。ある研究者は、この地帯は、狭い《舟状海盆》の性質をもっている（紅海の中軸地帯型）とし、他の研究者は、これは、もっと広い、大洋に似た海盆である、とする。地向斜地域の次——成熟期と晩期——の発達段階では、反対に、その発達中に地殻が厚くなり、内部の構造が複雑化し、大陸型の《成熟した》地殻特有の性質を獲得するような作用が、優勢になった。こうした作用に入るものは、非常に厚い堆積物と火山岩の層が地向斜内に堆積すること、地殻の上部への貫入岩の貫入、複雑な衝上断層と押しかぶせ断層をつくり、地向斜地域、その各地帯の幅の全面的な縮小をもたらし、その地殻を厚くした水平方向の収縮、揮発成分が加わって全体的な収縮を受ける中での地殻をつくる物質の変成作用、交代変成作用、超変成作用（花こう岩化作用）である。

発達中の地向斜地域は、鉛直方向にも水平方向にも、構造運動の速さと規模が大きいこと、横方向に大きく分化すること、構造運動の激しさと方向の異なる、一部の構造の要素の配列のリニエーション、それがほぼ平行していること、が特徴である。地向斜地域の深い沈降は、全体として、隆起を大きく上回り（絶対的に、また相対的に）、このため、結局、地向斜内に、きわめて厚い堆積物と火山性物質の層ができたが、この沈降の齎したすべてを、最終の発達段階の隆起で完全に補償することは、とてもできないことである。鉛直運動の速さが速い（古期卓状地の速さを約1～1.5程度上回る）こと、激しい分化、特にその走向と直角に対照的なこと、から、発達のどんな時期にも、一般に、堆積物の堆積による沈降、削剝作用（これは長い期間についてのみ存在する）による隆起、の完全な補償は存在しない。このことと関連があるのは、長く延びた深海性、浅海性の海盆、狭い大陸斜面、大陸棚、海底山脈と島弧、海嶺（特に発達段階の後期で）の組み合わせ、変化のある、対照的な地向斜地域の地形、構造帯の走行と直交する相と厚さの激しい変化（非補償性海盆の薄い深海性堆積物から、厚い浅海-付属海性の陸成層まで）——分化した構造運動による地形の帯状分布、それぞれの時代の気象条件を、少なくとも卓状地上よりは反映している——である。地向斜地域にはそれぞれ、特有な、いくつかのタイプの堆積層、横方向の組み合わせと地層の系列——地向斜作用の段階の連続性を反映する——があるのが特徴である。地形と相-構造帯の配列のリニエーションとほぼ平行なことは、それらをコントロールする、長いこと活動している、多数の主に縦方向の深層断裂——地殻を切り、一部はマントルの上部に達する——の存在によるものであろう。

地向斜作用の前期の水平運動は、もっぱら、変動帯とその特別な地帯の全体的な広がり（大洋型地殻をもつ凹地を形成するまでの）となって現れるが、後期には、いくつかの地帯（第一に大洋型地殻をもつ《閉鎖》地帯）と全変動帯が全体的に収縮した結果、地殻が厚くなること（ペイヴェによる、《構造的集積》）と、幅が狭くなること、となって現れる。変動帯内の地向斜作用のいろいろな段階では、縦、斜め、横の断裂による個々の地塊と地帯の移動、断裂-断層、断裂-衝上断層による変形、も起こる可能性がある。

変動帯で地向斜作用の続く全体の長さは、10～15億年に近いが、多くの場所では、全体としてこの変動帯より早く終わった。方向性をもった、前進的な発達傾向と共に、地向斜作用には、反復、循環の要素が認められ、これで、地向斜地域（帯）の発達の中に、いくつか、大きな《輪廻》、または、より正確には、準輪廻を設定することができる。その各々が、主な二つの段階に区分される。すなわち、より長期にわたる本来の地向斜段階——このとき、地向斜帯（地域）では、深い沈降が優勢で、厚い堆積岩と火山岩の層が堆積した——と、より短期の最後の造山段階である。この段階の初めに、激しい収縮による変形があり、後には地向斜帯（地域）の大部分が、隆起と山岳形成（造山運動）に加わった。次に、各段階には、ふつう、はっきりとした二つの時期——前期と成熟期（または後期）が区別され、ときには、地向斜作用中にも、その初期を区別することもできる。

本来の地向斜段階の初期、つまり誕生期は、地向斜地域（帯）をつくる地殻の伸長、主に縦走断層による分裂と、長く線状に伸びた地溝性盆地と凹地——大陸のリフト・ゾーンを思わせる——の形成が特徴である。ある研究者は、これをリフト期と名づけている。しかし、これが短期のもので、地向斜作用に従属していること、長期にわたる典型的なリフト形成作用とは、はっきり異なること、を考えると、準リフト期、とするのが適当である。本来の地向斜段階の前期に、広くて深い地向斜凹地（または本来の地向斜）が分離する。これは、薄くなった大陸地殻か、大洋型地殻——その地向斜《輪廻》の初めまで、それぞれの地帯にあったか、激しい水平方向の伸長中に新たに形成されたかの——上に発達する。地向斜凹地は、相対的に、または、いくらか絶対的に隆起した、狭い、線状の長く伸びた地帯——**地背斜**で隔てられていることがある。地背斜は、地形には、海底リッジ、または島弧、あるいは、より広く、ほぼアイソメトリックで平らな地塊隆起（やはり相対的、または絶対的な）——**中央隆起**——として出現する。これらは、地向斜帯（地域）に含まれていた、以前にあった大陸地殻の地塊であるが、本来の地向斜段階では、地向斜凹地のような強い伸長もなく、深い沈降もしなかった。この段階で、中央地塊、またはその特別な場所に、隣接する地向斜凹地よりは全体として薄く、より浅海性で、より横の広がりがある、堆積物コンプレックスが堆積する可能性がある。この、中央地塊の変成した基盤に不整合に載り、後で、特別な狭い地帯を除いては、一般に構造的な変形を受けなかったコンプレックスを、**中央地塊被覆層**と呼ぶ。地背斜も、全体として、隣接の地向斜より薄く、完全さに欠け、より浅海性コンプレックスが堆積するのが特徴であるが、中央地塊被覆層とは、走向と直交する断面の完全さと厚さ、より激しい相変化、で異なる。ある場合には、中央地塊と地背斜の区別は、確定的なものでない。

地向斜地域の前期から成熟期への移行には、構造プランの完全な改造と複雑化、また、しばしば、そのいくつかの内部地帯での収縮による変形、を伴う。比較的広い地向斜凹地は、ふつう、より狭い凹地に——さらに狭い、新たにできた地背斜に隔てられて——分かれる。いくつかの地向斜凹地、またはその一部は消滅するが、地向斜地域を囲む固結した地域の周縁、中央地塊の周縁、また、ときとして中央地塊の内部地域、に載った新しい、《第二の》地向斜凹地が生まれることがある。地向斜地域の相と古地理学的帯状分布は、全体として複雑になり、内側の隆起と侵食帯の役割、堆積物の中の陸源物質の割合が増大する。その広大な広がり、特に、有律フリッシュ層が生まれる。本来の地向斜段階の末期に、地向斜凹地のすべて、あるいは、ほとんどすべてが沈降をやめ、その後、前期造山期を通じて、ふつうは、いくつかの時階にわたって連続した、激しい収縮による変形を受け、その《波》は一般に中心地帯から周縁に広がった。結局、以前の地向斜地域は、隣接する地背斜と共に、地形上は、種々の形の主に線状褶曲——もっぱら、逆断層 - 衝上断層、押しかぶせ断層、断裂、まれに断層型の破壊、による擾乱を受けて複雑になり、分離した——のいろいろな組み合わせになる。褶曲の組み合わせの特異なタイプは、複背斜、複向斜、複単斜、より複雑な構造の組み合わせとして一括されるメガ複背斜、メガ複向斜である。

この期の変形の中で、特に同じ方向の地塊移動がある地帯で、重要な役を果たしているのは、しばしば、非常に大きな幅の水平移動をしている衝上断層、押しかぶせ断層タイプの緩い傾斜の断裂である。地向斜の場所に生まれた褶曲系と褶曲 - デッケ系は、削剝作用により完全には補償されない隆起を、しだいに強めて、だんだんとエピ地向斜山岳構造に変わる。このように、構造プランの完全な転換——深い凹地が山岳に変わる（ペロウソウによる、構造体系の全般的な逆転）——が起こる。同時に、成長した褶曲構造と、隣接する卓状地、または以前に固結した変動帯地域が組み合わせられた地帯に、これらの隆起を補償するかのように、周縁凹地、またこの構造の後に、内側凹地または盆地を形成することがある。前者は、地向斜凹地の最も外の地帯か、または地向斜地域の《粹》の周縁部に、後者は、以前の地

向斜凹地の内側地帯と、中央地塊、またはその特別な場所に重なる。しかし、ある中央地塊、またはその一部は、造山期に非常に激しい隆起をすることがある。ふつう、褶曲構造は、周縁凹地上に押しつぶせ、これにより、極めて非対称的な構造がつくられ、またごくまれに、内側（後背）盆地に押しつぶせる。この盆地を埋めている堆積物の変位の型は多様である。周縁凹地も内側盆地も、主に陸源物質——発達した褶曲構造から、そして造山帯を囲む地域から、また、中央地塊から運ばれる——で埋められ、細粒と粗粒のモラッセをつくる。

褶曲構造の隆起は続くか、強化されさえして、侵食を受ける山岳、そして高山にまで変わることがあり、また、これらに伴う補償性凹地は、前山凹地と山間盆地——この中には、全体として前期造山期のものより粗粒な、しばしば陸成のモラッセが堆積する——に変わる可能性がある。周縁凹地は、一部がなくなるが、この場合、山岳構造の侵食による産物は、川で遠くに運ばれ、造山地域から100 km、1000 kmもの遠いところに堆積することがある。ある内側盆地では、沈降が続けられるだけでなく、激しくさえなる。この際、現在、後造山期にある地中海変動帯と太平洋変動帯の多くの地域のデータが示すように、内側盆地のいくつかは、深海盆となり、その沈降は、堆積物で補償されず、その中の地殻は、地球物理学的データによると、現在、十分には明らかにされていない、深層でのある作用によって、亜大洋型の性質を帯びる。

地向斜地域の地熱体制は、横方向に非均一なのが特徴で、地向斜《輪廻》の間に大きく変化する。この非均一性と時間的な変化は、一方では、地向斜作用のさまざまな段階（造山段階を含む）にある、今の地域の局地的な火山活動の出現、急激な熱流量の変化により、一方では、過去の地質時代の地向斜地域の横方向と断面での成分のさまざまな火山起源の層の分布、その中の貫入コンプレックスが形成された時代と分布、この中の変成作用の歴史、によって、判断することができる。

地向斜《輪廻》の初期（《相似リフト期》）は、その判別が可能なとき、いくつかのクラトン内リフト・ゾーンの同様のものに近い、サブアルカリ火山活動とアルカリ火山活動の出現が限られているのが特徴である。

本来の地向斜段階、特にその前期、水面下の塩基性（玄武岩と安山岩 - 玄武岩の）火山活動は、地向斜凹地底に、主に溶岩の噴出——これは同じマグマの火山底岩体（シル、脈岩など）の形成を伴う——の形で出現するのが特徴である。地向斜の初期、前期の火山活動は、上部マントルにあるマグマ溜りによるものである。この時期に、マグマ溜りの大きさとマグマ形成の規模は、しばしば大きくなるが、分化の程度は低下する。これはおそらく、地向斜地域の下で上部マントルが連続して暖められたこと、によるものであろう。同時に、地殻が水平方向に伸長するにつれて、特に地向斜地域のいくつかの地帯では、マントルの溶融体が地殻内に入り込み、地表に上がってくるための地殻の透過性が増大する。シティレは、完全な塩基性の火山生成物がある、前期地向斜火山活動を、初期火山活動、と呼んだ。前述したような、多くの場合の激しい伸長は、前にあった地殻の広い完全な断裂帯——地形に、深い凹地となって現れる——をつくり、その底からすぐ近いところに、新しい大洋型地殻——それを特徴づける、連続した（上から下に）玄武岩質溶岩、脈岩、はんれい岩質岩、角閃岩、超塩基性岩をもつ——が生まれる。その後の地向斜凹地の収縮によって、この地帯の《中味》は、これを覆う深海性堆積物と共に、激しく擾乱され、分裂し、しばしば塑性のある状態で、また高温状態（超塩基性岩）で、上に押し出され、一部は隣りの構造帯に押しつぶせて、オフィオライト・コンプレックス（岩類）をつくる。

地向斜の成熟期に、火山生成物の組成は、より多様になる。すなわち、玄武岩層と安山岩 - 玄武岩層が、対照的な玄武岩 - 流紋岩層と、そして、《連続した》玄武岩 - 安山岩 - 石英安山岩 - 流紋岩層と交代する。この複雑な組成は、一方では、マグマの溶融体の発生での地殻の物質の関与（地殻内の酸性マ

グマの発生,あるいは,マンツルの玄武岩マグマの地殻の物質による《汚染》,したがって,この時期の下部層準がしだいに熱せられたこと,によるとされ,また一方では,隆起の過程で,ある中間的なマグマ溜りの中での玄武岩マグマの分化——これは,周期的に強まる収縮で,水平方向の伸長体制がしだいに変化したため,地殻の透過性が低下したのが原因であろう——が挙げられる.一般に,造山段階の初め——主な収縮による変形の時期——に,噴火を行う火山活動の完全な,または,ほぼ完全な停止があった.それと共に,褶曲の形成と同時か,その直後に,花こう岩質岩の貫入地塊が生まれ,その中では,珪酸度と,ナトリウムに対するカリウムの割合が,連続的に増加する.シティレは,この酸性の褶曲時,後褶曲時深成活動を,造山時火成活動と名づけた.花こう岩質岩の大岩体が形成されたことは,同様な地帯の大陸型地殻の物質の非常に大規模な温度上昇,軟化,溶融を示している.

褶曲帯の収縮による変形が止んだ後,また,中央地塊では,ほぼそれと同時に,造山地域に,しばしば,種々の組成の陸上噴火が始まる.ふつう,その中では最初,酸性の凝灰岩,溶岩,それと主にイグニブライト(玄武岩の噴火の割合が従属的な場合)が優勢であり,後には,安山岩質,安山岩-玄武岩質碎屑岩と溶岩,最後に玄武岩,が優勢である.この造山性(または,シティレによると,後の,終わりの)火山活動が広く発達するのは,激しい収縮の起きた後,特に造山地域のいくつかの地帯で,地殻の透過性が再び大きくなることを示しているが,造山段階の間に,マグマの生成物の組成がしだいに変わるの,主なマグマ溜りが地殻の比較的浅い部分(花こう岩-変成層)から,地殻の下部層準とマンツル上部へ,引き続き移動したことを示す.造山性火山活動の出現が,もっぱら中央地塊に見られ,そのいくつかに,花こう岩質岩の火成活動が広く発達するのは,おそらく,本来の地向斜段階の間,その地殻は,マグマの溶融体と深層の熱流を通す力が弱く,熱を蓄積し,しだいに激しく熱せられて,造山段階の初めに,中に,大きな酸性の再生マグマ溜りができるためであろう.

地向斜《輪廻》中の火成活動の発達は,全体として,二つの大きな要素——熱的,動力的——に左右される.すなわち,マンツル上部がしだいに熱せられること,その後,地殻内に異常な温度上昇が広がること,そして最後に,それに続く冷却,しだいに強まる水平方向の地殻の伸長,その後の伸長の弱まり,水平方向の収縮の強化,終わりに,いくつかの伸長体制の復活,である.

変成作用による変化は,地殻のいろいろな深さの層準に,また地向斜地域の各地に,さまざまな形で,また時代を違えて,及んでいる.本来の地向斜段階の間,地向斜コンプレックスの下部層は,温度が上がり,圧力が増すゾーン中に沈降するにつれて,しだいに沈降による広域変成作用(一般に,緑色片岩相を超えない)を受ける.造山段階の初め,激しい収縮の時代に,形成される褶曲構造中,特にその中軸部で,等温線は大きく上昇し,これに応じて,その中の変成作用による変化の前線は,上部に移行する.これらの地帯に,超変成作用,《花こう岩-変成層》の過熱された物質の再軟化作用,が広く出現し,花こう岩マグマの形成,その地殻のより上の層準への貫入,これによる,地殻内の岩石の接触変成作用,が起こる.

地向斜輪廻のいろいろな時期に進行する,熱作用と火成活動と関連があるのは,いろいろな元素が地殻に入り,再配分されること,個々の構造帯と構造形態中で濃縮されること,金属,非金属の有用鉱物の内成鉱床の形成,である.火成活動も変成作用も,地向斜帯と地向斜地域に同じようには出現しない.火成活動の規模と岩石学的特性,鉱物の含有と鉱物の特性での違いが,さまざまな地向斜帯と地域,それぞれの中の地向斜凹地と中央地塊,最後に,地向斜凹地の種々のタイプ,の間の比較によって,明らかにされている.シティレは,これらに特有な火山の生成物の相対的な割合と,一部は地向斜地域の構造プラン中の構造上の位置によって,地向斜凹地の中に二つのタイプを区分した.シティレによる**優地向斜**(つまり,《真の地向斜》)は,沈降に伴って,大規模な火山活動(最初の火成活動)の出現があ

った地向斜凹地である。劣地向斜(ランクの低い地向斜)は、反対に、火山活動なしか、ほとんどなし、で発達した。前者は、一般に、地向斜地域の内側地帯、後者は、外側地帯を占める。地向斜地域を優地向斜と劣地向斜に分けるのは、重要な意味があるが、これらは単に、地向斜凹地の極端なタイプであって、その多様性をすべてカバーするものではない。具体的な地向斜凹地は、火山活動の激しさがしだいに変わるのが特徴で、地向斜段階での出現時期、岩石化学的特性など、に違いがある。

典型的な優地向斜と劣地向斜の間の中間的な地向斜凹地に対し、後に、さまざまな名称(メソ地向斜、ミクト地向斜、クリプト優地向斜、ヘミ優地向斜など)が提案されたが、どの一つも、広く一般に認められなかった。優地向斜と劣地向斜の発達の性質の違い、特に、火山活動の役割の違いは、サブストレートの構成と構造の特性——地殻の厚さ、伸長の程度、透過性——、温度条件と、上部マントル中、一部で地殻中にマグマ溜りがあること、によるものである。しかし、優地向斜は劣地向斜と違い、常に大洋型地殻上に発達する、という現行の説は、十分な根拠がなく、多くの場合、間違っている。オフィオライト・コンプレックスの発達する地帯(または、ボグダノフによる海洋地向斜凹地)でだけは、その存在は疑いない。

新期地殻固結時代の地向斜帯は、地球全体の構造プランの中の位置により、はっきりと区分され、この区分は、内部構造、火成活動、変成作用の一連の特性による。北大西洋、ウラル-蒙古変動帯は、地向斜の発達期に、主に古期卓状地間にあったが、この場所に生まれたエビ地向斜褶曲帯は大陸間にある。これに反し、太平洋変動帯は外側が多数の古期卓状地、これと接する他の変動帯と接し、内側は巨大な太平洋海盆と接する。この変動帯は、大陸縁の位置を占める。地中海変動帯は、ある地域は大陸間の位置を、他の地域(特にインドネシア)は、大洋縁の位置を占める。最後に、変動帯のある地域は、現在の地球の構造の中では、大洋間の位置を占める(カリブ、南アンチル地域、インドネシア地域東部)。

周縁地向斜帯とその地域は、大陸間、大洋間地域とは、横断面にはっきりとした非対称性が見られることで、明らかに異なる。特に、地向斜の発達が続く環状の太平洋変動帯と、地中海変動帯のインドネシア地域は、太平洋、インド洋と海溝により隔てられ、海溝から隣接する大陸の下に、傾斜した深層地震の震源ゾーン(震源帯、または、ザヴァリツキー-ベニオフ帯)が延びている。地向斜帯の大洋間地域(たとえば、カリブ、東インドネシア)は、海溝と、この地向斜帯の下に延びる、二方向の震源ゾーンに縁取られている可能性がある。この震源ゾーンは、プレート・テクトニクスの支持者によって、深層の地殻縫合線——これに沿って薄い太平洋とインド洋の岩石圏が、太平洋変動帯とインド洋地域の岩石圏の下にもぐり込む、という仮説の作用(サブダクション)が行われる——と見なされている。多くの研究者は、サブダクションは現在だけでなく、ずっと古い過去にも起こり、しかも、大陸縁だけでなく、大陸間の位置を占めた変動帯にも起こり、全体として、少なくとも中生代後期に始まる(ある論文の筆者は、サブダクションは先カンブリア時代早期にあったかも知れない、と推測する)、最も重要で普遍的な地向斜作用の法則である、と考える。この説の正当性には、きびしい疑問が出されていて、多くの研究者は、一般に、サブダクションの現実性を否定している。

違った変動帯の中では、そして、ある変動帯の違った部分でさえ、地向斜作用は、時代を別にして終わった。すなわち、北大西洋帯では、主に中生代中期に、ウラル-蒙古帯では、中生代末-中生代初めに終わり、地中海帯の一連の延長部では、終わりに近く、太平洋帯のかなりの部分は、地向斜作用のさまざまな段階にある。地向斜帯の発達が衰える《輪廻》は、地殻——その大部分、または、その全体さえも、大陸型の典型的な(成熟した)地殻の性質を具えている——が相対的に固くなること、つまり、固結によって終わる。次の《輪廻》の初めに、地向斜体制の復活——地殻の部分的な破壊、分裂、伸長、薄くなること、ところどころの完全な断裂、となって現れる——が起こる。ふつう、この復活は、変動

帯全体には見られず、ある場所は、その後の《輪廻》で、後に続く地向斜作用から、はずされる。しかし、こうした再帰現象にもかかわらず、全体としては、地向斜作用の進行中には、変動帯の地殻構造に一方向の、非可逆的变化——後の《輪廻》中の発達に性格を反映する——が起こる。すなわち、大洋型地殻と漸移型地殻をもつ地帯を犠牲にして、花こう岩-変成層が大規模に発達する、典型的な大陸地殻の分布する広さが広がり、地殻の厚さが増し、透過性が低下し、このため、非火山性の劣地向斜凹地の分布が広がり、地向斜《輪廻》の終わり、造山段階に特有な現象の役割が大きくなり、特に、ふつうは、これらの変動帯（地域）での最後の地向斜《輪廻》の造山段階でだけ、典型的な周縁凹地ができる。

シェインマンによると、地向斜作用の停止につれて、変動帯のある部分、また後には、その全体が、エビ地向斜褶曲をつくる地域、つまり褶曲を完了した地域になる。地向斜メガ段階から後地向斜メガ段階への移行は、全体として、構造運動の激しさと熱作用の著しい低下となって現れ、長い時代にわたって続き、違った変動帯、そして、違った時代に、いくぶん違った形で現れた。北大西洋、ウラル-蒙古帯地域でのこの漸移期は、特に長期（デボン紀～二畳紀）で、その地向斜の発達は、カレドニア《輪廻》で終わった。変動帯の後地向斜の歴史には、ふつう、活発な発達の続く地向斜地域より出方が弱いが、周期性が現れる。特に、《輪廻》の初めには、沈降帯が生まれ、その終わりは一律ではないが、全体的な隆起が圧倒的に多い。この際、後地向斜メガ段階の隆起帯と沈降帯は、前の変動帯（地域）の地向斜段階の間にできた、構造の要素の方向性、それとしばしば、その配列を、大部分受け継いでいる。エビ地向斜褶曲地域の発達は、次のように、各個別々に進んでいる可能性がある。

1. 変動帯内の一部——新期プレート——は、最初、特別な盆地と地溝に現れ、後、しだいに広い地域——この中に、水平か、緩やかに堆積した堆積物の被覆層がつくられた——に及んだ沈降に変わる。一般にこれは、変動帯——その構造プランには、個々の原生代後期と古生代、ときに中生代前期の褶曲帯と共に、古い固結した地塊（中央地塊）が、大きな役割を果たしている——の上につくられる。すべての新期プレートに共通した被覆層コンプレックスは、ふつう、中生代のいずれかの層準から始まる。しかし、新期プレートの基盤に含まれる古い地塊の上では、被覆層の基盤に、さらに古い堆積物もあるかも知れない。新期プレートの被覆層の層位学的レンジは、極めて狭いにもかかわらず、その平均の厚さは、ふつう、古期プレートの被覆層より薄くなく、これは、沈降の平均の速さが著しく大きいことによる。新期プレートの被覆層は、全体としてより変形が激しいこと、長く延びた構造——被覆層の下部層準でのもっぱら地溝性、より上での緩やかな褶曲（短軸、線状までの）による転位——の大きな役割、その配置と方向が基盤の構造の輪郭と深い関係があること、が特徴である。新期プレートは、かならずしも、一つの変動帯の輪郭の中に、きちんと《納まら》ないで、隣りの変動帯地域に重なる（たとえば、ツラン・プレートは、蒙古変動帯と地中海変動帯の隣接する地域に重なる）か、変動帯と接するメタ卓状地地域（以下参照）に重なっている。

広大な、いくつもの特殊な構造から成る新期プレートと共に、褶曲地域の基盤上にある被覆層コンプレックスは、それほど広さが広くなく、内部の構造がより簡単で褶曲帯に囲まれた、孤立した凹地をつくることもある。ガレツキーは、これを、パラプラコス（ギリシア語の、《ほとんどプレート》）と名づけた。

2. 変動帯のその他の部分は、後地向斜メガ段階に、長期にわたって中程度か、弱い隆起を続ける。すなわち、この地域には、表面が、風化殻を持つ平坦化作用と削剝作用を受けている、褶曲基盤が露出する。中央地塊は、褶曲基盤の突出部の基底では、新期プレートの基盤中よりも、その役割は一層限られている。ある研究者は、古期卓状地と似ていることから、この基盤の突出部と、隣接する新期プレート、パラプラコス、《新期卓状地》として一括し、褶曲基盤の巨大な突出部を《新

期卓状地楯状地), それより小さいものを《パラスピス》(ギリシア語の小さな楯の訳), プレートを《新期卓状地プレート》, と呼んでいるが, 一般には採用されていない。

3. いくつかの変動帯の後地向斜発達の第三のタイプは, 山岳の形成, つまり造山運動に周期的に参加するのが特徴である。この造山運動は, 最初のエピ地向斜造山運動(原始造山運動)からは, ある程度長期の構造的に静穏な時代で隔てられていて, ボゴレボフは, これを第二造山運動, すなわち, 二番目の造山運動, と命名するよう提案した。第二造山運動に先立つ段階の状態を卓状地と見る研究者は, これをエピ卓状地造山運動, と呼ぶ。第二造山運動の時代は, 発達を続ける地向斜地域の構造的《輪廻》の終わりの, 造山段階と一致する。第二造山運動は, 全体として隆起が沈降を大きく上回り, 場所による違いが見られ, コントラストがある, 速さと振幅が大きな鉛直運動, 山岳, 山間盆地, 前山盆地——この中に, しばしば, 陸成モラッセが堆積する——の形成, が特徴である。隆起帯と沈降帯は, 線状か短軸で, その方向, 配列, ときとして運動の正負の記号は, 褶曲基盤の構造を受け継ぐか, それが復活したものである。第二造山運動は, しばしば, 造山地域の水平方向の収縮中に起こるが, ときには, 活発な構造運動に伴って, 水平方向の伸長がある。こうした地帯には, リフト型のエピ造山構造が生まれる。大陸の三番目の地史的構造区の最重要カテゴリーとして, 筆者は**メタ卓状地地域\***をおく。これは, 地球の構造プランの中で, 古期卓状地(主に北のローラシア・グループ)と変動帯の間の中間的な位置を占め, 地質構造の性質, 地殻運動の程度, 構造運動の程度, 特性は, 卓状地と変動帯の間の漸移的, 平均的なものである。分類上は, 卓状地や変動帯(地向斜帯)と対等である。こうした地域を区分する必要性は, 多くの研究者, 特に, プシチャロフスキー(1960)——これを変動卓状地(リーフェイ紀と古生代のヴェルホヤンスク-コルイマ地域をその典型と見た)と呼ぶよう提案した——, ツィチン(1961)ら——これを《パラ卓状地》(たとえば, 南中国, タリム・パラ卓状地), と名づけた——により指摘されたが, 近年, レオノフ(1984), 筆者(ミラノフスキー, 1983)は, こうした地域の地質構造と発達に関する知識をいくぶん具体化し, それを現すのに, 新しい術語——《メタ卓状地》——を提案した。

メタ卓状地地域は, 古期卓状地の周縁と変動帯の間にあるか, 二つの変動帯の接近した場所で古期卓状地の隅にあるか, 両側を変動帯に縁取られた隣り合った二つの卓状地の間の堰(《橋》)のようになっているか, である。

これらの構造関係で特徴的なのは, 構造の要素の主な二つのタイプ——変動オラーコ地向斜帯と, この地帯で古期卓状地から切り離された, 比較的《堅固な》メタ卓状地地塊——の組み合わせである。オラーコ地向斜(この名は, レオノフ, 1980 により提唱された)は, 古期卓状地オラーコジンと変動帯の地向斜凹地の間, 中間的な性質の帯状をした構造帯である。これらは, 発達の初期には, オラーコジンのように, やや薄くなり, 伸長した地殻をもつ, 線状に延びた地溝状の凹地であったが, 沈降の深さがより深いことが, オラーコジンと違い, 最終期には, 収縮, 線状褶曲, しばしば, 小さな貫入岩体に貫かれた弱い変成作用を受け, 狭い, 間クラトン褶曲帯(東ヨーロッパ卓状地周縁のドネツク, チム帯型)に変わる。一般に, オラーコ地向斜凹地は, 地向斜帯から枝分かれして, 主として原生代後期に, 同時に発達を始めた。このように, 原生代後期(リーフェイ紀)は, 古期卓状地や地向斜帯だけでなく, メタ卓状地地域の誕生と独立の時代であった。多くのオラーコ地向斜帯に特有なのは, こうした地向斜地域と同様, 発達の多くの周期性, 復活する能力であった。

メタ卓状地地塊は, 先カンブリア界, 多くの場合は, 疑いもなく原生界上部以前の変成した基盤

\* 《卓状地》につけた接頭語《メタ》は, 同様な地域が卓状地の外, その領域外(《物理学》と《メタ物理学》参照)にあり, それと共に, ある程度, 卓状地タイプの地域の構造が変わった結果, と見なされることを意味する(メタモルフィズム参照)。

をもち、構造上は、オラーコジンを隔てる古期卓状地の基盤の地塊と、地向斜地域の中央地塊との間の、中間的な何かである。これは、長期にわたり、隆起状態を保ち続けた(この際、多くの場合、活発な構造運動と熱作用があった)か、沈降して堆積被覆層に覆われたか、である。オラーコ地向斜帯の活発な発達が終わった後、被覆層は、メタ卓状地の全域に広がったろうが、この時は、新期プレート——地向斜の発達を終えた、隣接する変動帯の広い地域や、メタ卓状地上に形成された——の一部としてとどまったか、独自のプレート(たとえば、ペチョラ・プレート)にまでなったか、である。別の場合には、メタ卓状地地域の一部、またはその全体さえも、隆起の状態をそっくり維持したろう。このように、メタ卓状地地域の発達には、大きく二つの段階(メガ段階)が区別される。すなわち、オラーコ地向斜帯の活発な発達と、全体として比較的激しい構造運動が特徴である前期(オラーコ地向斜メガ段階)と、古期卓状地の発達のプレート・メガ段階(それと、変動帯の進化の後地向斜メガ段階)と対比される後期——この時期、オラーコ地向斜帯の活発な構造運動は、メタ卓状地地域の広い構造的隆起と同様に、停止するか、著しく低下する——である。

進化の後地向斜メガ段階にある、いくつかの変動帯地域と同じように、メタ卓状地地域とその地帯は、ある発達段階には、第二造山運動、すなわち、リフト形成に参加するかも知れない(たとえば、新生代後期のバイカル地方)。

### ソ連邦の構造による分帯の主な特徴

上に挙げた、大陸の構造区の主なタイプと、原生代後期と顕生代の発達の規則性に関する考えを出発点として、ソビエト連邦と、隣接する国々の地史的構造的な特徴を検討する(図)。ソビエト連邦内には、北のローラシア・グループの二つの古期卓状地——東ヨーロッパ(その西部を除く)とシベリア卓状地(全体)が広がる。ソビエト連邦の南の国境近くには、ローラシア・グループに入る中国卓状地と、南の Gondwana・グループに入るアフリカ-アラビア卓状地、インド半島卓状地がある。東ヨーロッパ卓状地、シベリア卓状地の構造には、一つづつ、変成した基盤の広い突出部と小さな突出部(バルト楕状地とウクライナ楕状地——前者、アルダン-スタノボイ楕状地とアナバル突出部——後者)があるが、二つの卓状地の大部分は、それぞれ、ロシア・プレートとレナ-エニセイ・プレートが占めている。各卓状地のいろいろな側に、いくらか変成作用を受けた地域が接している。東ヨーロッパ卓状地の南東には、ドネツク-北ウスチュルト、西には中部ヨーロッパ、北東には最も広いペチョラ-バレンツ海メタ卓状地地域が接する。最初のもは、ウラル-蒙古変動帯と地中海変動帯が接近したところに、第二のもは、地中海変動帯と北大西洋変動帯の接近したところ、第三のもは、北大西洋変動帯とウラル-蒙古変動帯の北端の間、にある。シベリア卓状地に接するのは、南ではバイカル、南西と西でサヤン-エニセイ変成地域——南、南西、西をウラル-蒙古変動帯に縁取られている——である。北西では、これに、タイムイル-セヴェルナヤ・ゼムリャー・メタ卓状地地域——おそらく、北西でペチョラ-バレンツ海メタ卓状地地域と一つになる——が隣接する。この二つのメガ卓状地地域は、北では、より新しい北極海の深海盆と、境を接している。ソビエト連邦内には、おそらくブレイノ-ドゥンベイ変成地域の北部に入り、北が中国卓状地に接する、ブレインスキー地塊もある。古期卓状地——これに接してメタ卓状地がある——は、ユーラシア超大陸の変動帯の《枠》の役目を果たしている。この構造の中央にあるのは、ウラル-蒙古変動帯で、南西に張り出した弧状をなし、中央部では広く、細くなって尖滅する\*。これは、北東ではシベリア卓状地と、西では東ヨーロッパ卓状地——これとは前ウラル周縁凹地で隔てられている——と、また南では中国卓状地と、境を接している。この変動帯の形成は、

\* この変動帯の一体性は、なんらかの研究者(たとえばカシニー)により争われている。彼らは、この南北性の地域(ウラル)と東西性の地域(中央アジア)を独立した変動帯と見ている。



リーフェイ紀前期にすでに始まる。ある地域は、原生代後期と古生代初めに（バイカル、サラール褶曲帯）、他のより広い地域、たとえば、カザフ高地の西部と北天山は、古生代前期に（カレドニア褶曲帯）、第三の地域、たとえば、ウラル、南天山、カザフ高地の東部は、古生代後期に（ヘルシニア褶曲帯）、またその最も東の部分——アムール-オホーツク地域——は、中生代の後半にさえ（後キンメル褶曲帯）、地向斜の発達を終え、エビ地向斜褶曲帯に変わった。ほぼ同時代に、ヴェルホヤンスク-チュクチ褶曲帯——主に、シベリア卓状地北東縁の破壊作用を受けた大陸地殻上につくられた、太平洋変動帯の北西地区の側方分枝である——の地向斜の発達が終わった。前ヴェルホヤンスク周縁凹地が、この地域と卓状地を切り離している。ある研究者は、ヴェルホヤンスク-チュクチ褶曲帯と北極海盆の間の東シベリア海とチュクチ海の大陸棚地域に、中生代-新生代に破壊された仮説の極北卓状地（プレート）がある、と推測する。

北は、東ヨーロッパ卓状地と中国卓状地の間、南は、アフリカ-アラビア卓状地とインド半島卓状地の間、のユーラシアの南部と南東部を通る地中海変動帯、またはテーチス帯は、おそらく、原生代後期半ばに形成されたろう。その中のある地帯（主に変動帯の南部）は、古生代の初め——バイカル《輪廻》中——に、他の地帯（北部で）は、古生代末、すなわち、ヘルシニア《輪廻》（特に、前カフカス地方と中央アジアの南西の平野部で）までに、地向斜の発達を終えたが、第三の地帯は、この発達を中生代と新生代にも続け、新生代の後半か、新生代末にはじめて、激しい収縮による変形と、大きな振幅の鉛直運動を受け、エビ地向斜造山運動（カルパチア、カフカス、コペトダグなど）、深い内陸海盆の形成（黒海、南カスピ海など）の場、となった。地中海変動帯のこれらの部分は、アルプス《輪廻》の最終の造山段階にある。

地向斜の発達期に、間卓状地の位置を、また、後地向斜期に主に大陸内か大陸間の位置を占めたウラル-蒙古変動帯や地中海変動帯と違い、環状の太平洋変動帯は、中に抱いた太平洋地域と、いくつもの古期卓状地——外側を取り巻くシベリア、中国卓状地を含む——の間の周縁、境界の位置を占める。この地区のある地域は、地向斜の発達を古生代に、他の地域は、中生代末に（たとえば、シホテ-アリニ、朝鮮地域）に終え、第三の地域はアルプス地向斜《輪廻》の造山段階にあり（カムチャツカ、サハリン）、第四の地域は、現在、地向斜のさまざまな発達段階が進行中で、島弧と海溝が広く分布している（千島、コマンドル-アリュシャン帯）のが特徴である

地向斜の発達を古生代か中生代の初めに終えた、ウラル-蒙古変動帯と地中海変動帯の中には、中生代-新生代の地向斜の発達の性質が違ふ、次の三つのタイプの地域が見られる。1. 全体的に沈降し、西シベリア、ツラン、スキフ新期プレートに変わった地域。これらのプレートは、変動帯の輪郭をきっちり《なぞっている》だけでなく、一部は、隣接するメタ卓状地地域にも広がっている。すなわち、西シベリア・プレートは、ウラル-蒙古変動帯の北西部の基盤上にあるが、サヤン-エニセイ地域とタイムイル-セヴェルナヤ・ゼムリャー地域の西部を覆っていてもいる。地中海変動帯の北部と、ドネーツク-セベロウスチュルト・メタ卓状地地域の隣接部は、スキフ・プレートの基盤になっているが、ツラン・プレートの被覆層は、隣りのウラル-蒙古変動帯と地中海変動帯が合わさった地域と、ドネーツク-セベロウスチュルト地域の東部に載る。この新期プレートの区分は、やや条件付きである。なぜなら、それらの被覆層は、相接してはいるが、ツラン・プレートとスキフ・プレートの被覆層は、直接、ロシア古期プレートの被覆層の上部に移行するからである。南方で、スキフ・プレートとツラン・プレートは、アルプス地中海エビ地向斜造山帯と接するが、その被覆層の上部は、前カフカス、前コペトダグ・アルプス周縁凹地のモラッセ・コンプレックスに漸移する。ソボレフスカヤは、この新期プレートを、アルプス地向斜地域（たとえば、西シベリア地域）から分離した、閉じられたプレートと区別して、開かれ



図 ソビエト連邦と隣接地域の構造による分帯図

1 - 4 - 古期卓状地； 1 - 楯状地, 2 - 中生代の楯状地の構造運動—地熱作用の活発な地帯, 3 - プレート, 4 - 亜大洋型地殻をもつ超深海盆； 5 - 6 - メタ卓状地地域； 5 - 細分しないもの, 6 - 楯状地のオラレーコ地向斜褶曲帯； 7 - 15 - エピ地向斜褶曲帯地域； 7 - バイカル, カレドニア褶曲地域, 8 - ヘルシニア, 古キンメル褶曲地域, 9 - ヘルシニア, 古キンメル周縁凹地, 10 - 中生代後期, 新生代前期の周縁火山帯, 12 - アルプス褶曲地域, 13 - アルプス褶曲地域内の内海と縁海の深海盆, 14 - キンメル後期, アルプス周縁凹地, 15 - 褶曲地域最大の中央地塊； 16 - 18 - メタ卓状地とエピ地向斜褶曲地域に, また一部 (17, 18) は, 古期卓状地に重なる構造； 16 - 新期プレートとパラプラコス, 17 - 新生代後期の第二造山帯, 18 - 新生代のリフト・ゾーン； 19 - 20 - 現在の地向斜地域； 19 - 島弧 (地背斜地域), 20 - 海溝 (地向斜凹地)； 21 - 23 - 大洋の構造区； 21 - 大洋型地殻をもつ深海盆, 22 - 大洋内リフト帯, 23 - 地質構造の明らかでない, 大陸型地殻をもつ地帯, 一部大洋と縁海中で破壊作用を受ける； 24 - 主な構造区の境

たプレート, と呼ぶことを提案した。2. 主に中生代と新生代にわずかに隆起し, 古生代の褶曲した基盤が突出した地域。台地, 一部は低山状の地形で, 新生代と中生代の堆積物で埋まった, 個々の浅い盆地がある (カザフ高地, ウラル)。3. 中生代と新生代前半に, ウラル, カザフスタンと同様に発達したが, 新生代後期に活発な構造運動があり, 激しい, 第二の山岳形成——第二造山運動——があった地域 (天山, アルタイ-サヤンなど)。あるエピ地向斜地域と, メタ地向斜地域には, 新生代後期に, 地殻の伸長が優勢な中で激しい構造運動を受け, 大陸のリフト・ゾーンに変わった地帯が見られる (バイカル, モマ)。

# 第1章 地中海変動帯

## 構造上の位置と地域区分

ソビエト連邦の南西縁は、地中海変動帯、すなわち地中海-インドネシア変動帯中にある。その地質に関する最も重要な総合的研究は、ムラトフとハインによるものである。この変動帯は、北西にあるイギリス諸島で北大西洋帯とつながる西ヨーロッパから、太平洋変動帯に続く南東のインドネシアまで、1500 km以上にわたって延びている。地中海変動帯は主に、東西方向の三つの地区——西—本来の地中海、中央—パミール—ヒマラヤ、南東—インドネシア——から成る。西地区と中央地区とは、ウラル-蒙古帯のように、主として大陸間か大陸内にある。地中海地区は、隣接するメタ卓状地を含む東ヨーロッパ卓状地とアフリカ-アラビア卓状地を隔てている（中央アジアでは直接ウラル-蒙古帯に接する）が、南東（インドネシア）地区は、本質的に大陸緑的な性格をもっていて、中国卓状地、およびこれに接するインド半島・メタ卓状地と、インド洋の北東部分を隔てていて、その最も東で、南をオーストラリア古期卓状地に囲まれているだけである。変動帯の幅は、断面の位置の違いで、数百 km から1000~2000 km まで変化する。

地中海変動帯は、ウラル-蒙古帯のように、主として原生代後期に誕生し、その発達が10億年以上続き、この間に、地殻の部分的分裂と、全地域または大部分の地域での地向斜体制の復活に始まり、多かれ少なかれ著しい安定した固化に終わる、いくつかの構造的な“輪廻”があった。しかし、ウラル-蒙古帯と違い、地向斜作用が、地中海変動帯の多くの広い地域で、まだ続いている。その過程では、原生代後期（バイカル）、古生代（ヘルシニア）、中生代新生代（アルプス）の地向斜発達の“輪廻”が見られ、最後のものは、東部で、別々の中生代（キンメル）“輪廻”、新生代“輪廻”に分かれる。

西の本来の地中海地区の中では、横に延びた主な二つの地帯が区別される。北の地帯は、地向斜の発達が遅くとも古生代末までに（場所によっては古生代以前にも）終わり、南の地帯では、中生代と新生代まで続き（あるいは長い休止の後に再開し）、現在、アルプス地向斜“輪廻”の最終の原始造山段階にある（1図）。北部地帯は、バイカル褶曲とヘルシニア褶曲の基盤の突出部（パラスピス）と、古生代と古生代以前の基盤が、中生代—新生代または顕生代の、緩く傾くか、あるいはほぼ水平な、卓状地プレート被覆層に覆われた、パラプラコスと新期卓状地プレートから成る。

この地帯は、カルパチアの弧状のアルプス褶曲構造が、直接、東ヨーロッパ卓状地と接するその中央部分で途切れ、それと地中海変動帯の間に、それぞれ中部ヨーロッパ・メタ卓状地とドネーツク-セベロウスチュルト・メタ卓状地地域がある東と西で、その幅を広げている。カルパチア褶曲弧の西に、ブルターニュ、中部フランス、ライン、チェコ、その他のパラスピスがあり、西ヨーロッパ新期卓状地プレートがあり、その南東に、あまり大きくないメシア卓状地プレート、ダブルジャ・パラスピス、スキフ卓状地、南ツラン卓状地——ほとんど全部がソビエト連邦内——がある。アフガニスタンとパミールの褶曲構造に接し、クギタング、南タジク盆地の隆起部となっている、南ツラン卓状地プレートの南東部は、新生代後期に激しい選択的な昇降運動を行い、褶曲-衝上断層による変形を受けた。

南部地帯、つまり地中海アルプス地向斜（原始造山運動）地帯は、アルプス地向斜凹地に生まれ、地

形には山脈となって現れている、一連の褶曲構造と褶曲-デッケ構造から成る。その多くの場所に、中生代オフィオライト・コンプレックスが広く分布し、地向斜凹地の一定の発達段階で大洋型地殻をもつ地帯を生ずるほどの、岩石圏の著しい水平方向の拡大をしめしている。この地帯の多くの横断面では、同じような構造が縦に二つに枝分かれしているのが、はっきり認められる。多くの場所では、二つの枝は非常に接近するか、一つになるが、他の場所では、ずっと離れて、変動帯の中にいくつもの区を作る、狭くなった部分や膨らんだ部分を生ずる。二本の枝の横断面での構造の多くは、はっきりと非対称的で、褶曲-衝上断層構造の方向に特徴があり、その変化は、南の枝では南に、北の枝では北に、つまり、両方の枝は、“梓”(隣接する新期卓状地プレート、古期卓状地プレート、あるいはメタ卓状地プレート地域)の側に向く。

アルプス地中海変動帯のある地域では、北の枝からやや斜め北に、さらに短いアルプス褶曲構造の枝が出て、しだいにその方向で尖滅する。その中では、一方向への方向の変化は、はっきり見られず、オフィオライト・コンプレックスは存在しない(ピレネー、クリミア、カフカス分枝)。この地帯のアルプス“輪廻”中の地殻の水平的な伸長と後の収縮は、全体として、主な枝の中でよりも、はるかに小さかったが、いくつかの場所でのアルプス後期の造山運動は、きわめて強力であった(大カフカス)。

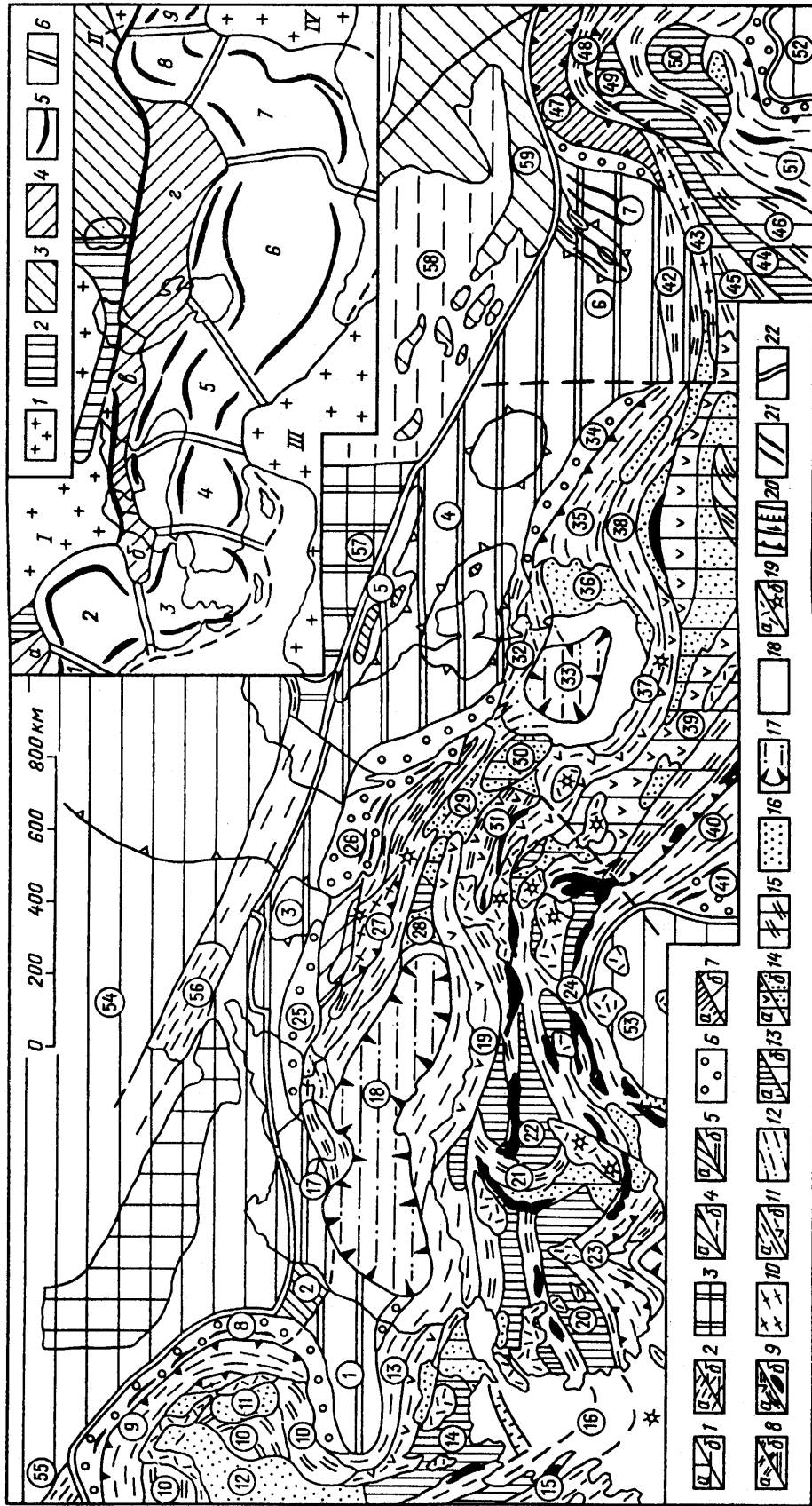
地中海アルプス帯には、また、新生代後期のモラッセに埋められた周縁凹地(これは、褶曲による山岳構造とその“梓”とを隔てている)、これらの構造を分ける、比較的“堅固な”さまざまな程度に隆起または沈降した地塊——中央マッシューフ、その後の新生代後期の褶曲構造に重なった、内陸(山間)モラッセ盆地と亜大洋型地殻をもつ内海の深海盆——これは、新第三紀末にできたか、より以前のもの——を継承したもの——がある。

ソビエト連邦内に、一部、次の7区(西から東に)、すなわち、カルパチア-ディナール、エーゲ(バルカン-ギリシア)、黒海-アナトリー、カフカス、トルクメン-イラン、アフガニスタン-パキスタン、パミール-カシミール区、が含まれている、地中海変動帯がある。第2区と第6区は、完全にソビエト連邦外にある。

カルパチア-ディナール区のおもな構造的要素は、広いパンノンスキー内陸盆地で隔てられた、カルパチアとディナールのアルプス褶曲-デッケ構造である。この区は北で、前カルパチア周縁凹地に沿って、チェコ-パラスピス、デンマーク-ポーランド・オーラコ地向斜帯、東ヨーロッパ卓状地、メシア卓状地と境を接し、南は、おそらく、アフリカ卓状地の“付属物”と考えられる、深く沈降した、アドリア海卓状地と接している。北西で、カルパチアとディナール構造は合流して、アルプス構造に移行し、南東では、南セルビアで一時接近した後、エーゲ区で再び大きく離れる。ここでは、カルパチアの延長の役割をバルカンの構造が果たしているが、ディナールの延長となっているのは、南に突き出た弧状のギリシア褶曲帯の構造である。この区の内側部分を占めているのは、ロドピ中央地塊と、その南にある、さまざまな基盤をもつエーゲ海盆である。エーゲ区は北でメシア卓状地プレートと、南でアフリカ卓状地プレート——これとギリシア褶曲帯南部をヘレン海溝が隔てる——の周クラトン沈降部の東地中海地域と接している。これの東にある4区は、北をスキフ卓状地と南ツラン卓状地に縁取られている。

クリミア-アナトリア区内は、北から南に、地中海変動帯のカフカス分枝をつくる、山地クリミアのキンメリー褶曲構造、キルシェヒル地塊で隔てられた、西ポントとタウルのバルカン、ギリシア・アルプス構造の東の延長上にある、亜大洋型地殻をもつ黒海深海盆、に分けられる。アフリカ-アラビア卓状地のアラビア突出部の北を取り巻くカフカス区内で、地中海変動帯が非常に狭くなるので、多くの研究者は、これを新生代後期のアラビア地塊の北方への相対的な移動と関係づけている。変動帯の北方分

1 図



1 図. 地中海変動帯中央地区の地質構造

1 - 古期卓状地; a - 楯状地, 6 - 卓状地プレートの地域; 2 - 地表(a)と被覆層下(6)の古生代オーラコ地向斜褶曲帯; 3 - 卓状地プレート被覆層をもつメタ卓状地マ  
 ッシャーフ; 4 - ウラル-蒙古帯; 古生代褶曲基盤の突出部(a)と中生代新生代の卓状地プレートの被覆層(6); 5 - 前アルプス基盤をもつ北部縁辺地帯; a - 先カンブリア時  
 代, 古生代, 中生代前期の基盤の突出部, 6 - 卓状地プレートの周縁マッシャーフ; 7 - アルプス周縁凹地; 8 - 中生代新生代の被覆層; 9 - 中生代以前  
 の基盤の突出部, 10 - アルプス褶曲構造中の中生代以前の基盤の突出部; 11 - アルプス褶曲構造(a)とその中の優地向斜帯(6); 12 - 新生代後期の横断とペリクリナル凹地; 13 - 中央マッシャーフ; a - 中生代以前の基盤の突出部, 14 - 古第三紀

の火山岩(a)と新第三紀-第四紀のモラッセに覆われた中央マッシューフ地域(6); 15-中生代後期の褶曲作用を受けた中央マッシューフ地域(山間)盆地; 17-亜大洋型地殻の深海盆の内側部分; 18-褶曲帯と中央マッシューフに重なった周縁地帯と形成された深海盆; 19-新生代後期の陸上火山の活動地域(a)と最大の火山(6); 20-押しつぶせ, デッケ, 移動, 断層を一括した, アルプスの大型断層; 21-被覆層とモラッセ・コンプレックス中の新生代褶曲; 22-地中海変動帯の境。

**挿入図**—地中海変動帯の地域区分: 1-古期卓状地(Ⅰ-東ヨーロッパ, Ⅱ-中国, Ⅲ-アフリカ-アラビア, Ⅳ-インド半島); 2-メタ卓状地地域; 3-ウラル-蒙古変動帯; 4-地中海変動帯の北部地帯の中生代以前の基盤をもつ地域(a-西ヨーロッパ, b-メシア, c-南ツラン); 5-変動帯の南部地帯のアルプス褶曲地帯と主要な褶曲構造の分枝; 6-この地帯の区の境。区-1-アルプス, 2-カルパチア-ディナール, 3-バルカン-ギリシア, 4-黒海-アナトリー, 5-カフカス, 6-トルクメン-イラン, 7-アフガニスタン-パキスタン, 8-パミール-カシミール, 9-ヒマラヤ-チベット。

**本図中の数字:** 1-メシア卓状地プレート; 2-ドアルジャヤ地帯; 3-スキフ卓状地プレート; 4-南ツラン卓状地プレート; 5-マングイシラシク地帯; 6-クギタング隆起; 7-南タジク盆地; 8-前カルパチア周縁凹地; 9-カルパチア外帯; 10-カルパチア内帯; 11-トランシルバニア盆地; 12-ハンガリー盆地; 13-バルカン褶曲構造; 14-ロドピ・マッシューフ; 15-ギリシア褶曲構造; 16-エーゲ盆地; 17-山地クリミア褶曲構造; 18-黒海盆; 19-ポイント褶曲構造; 20-メンデレス・マッシューフ; 21-アンカラ地帯; 22-キルシエヒル・マッシューフ; 23-西タウル褶曲-デッケ構造; 24-同, 東タウル; 25-インドル-キューロシュ周縁凹地; 26-テルスキ-カスピ海周縁凹地; 27-大カフカス褶曲構造; 28-リオン盆地; 29-クララ川中流盆地; 30-クララ川下流盆地; 31-小カフカス褶曲構造; 32-横断沈降のアプシユロシンスク-プリバルハン地帯; 33-南カスピ海盆; 34-前コペトダグ周縁凹地; 35-コペトダグ褶曲構造; 36-西トルクメン盆地; 37-エルブルス褶曲構造; 38-アラダグ-ビナルド褶曲構造; 39-イラン中央マッシューフ; 40-ザグロス褶曲構造; 41-メソポタミア周縁凹地; 42-バンディ-トルケスタン地帯; 43-ヒンズークシ隆起; 44-アフガニスタン・マッシューフ; 45-スレイマン-キルタル褶曲構造; 46-アルガンダグ地帯; 47-北パミール-メガ地帯; 48-南パミール-メガ地帯; 49-南パミール-ヌリスタン・マッシューフ; 50-ヒンズララコ地向斜褶曲帯; 51-スレイマン-キルタル褶曲構造; 52-インド半島卓状地のアラビア地塊; 53-アラビア地塊; 54-東ヨーロッパ卓状地; 55-デンマーク-ポーランド・オララコ地向斜褶曲帯; 56-ドネツコ-プロムムソク地帯; 57-北ウズベキスタン・メタ卓状地プレート; 58-北ツラン卓状地プレート; 59-南天山隆起

枝は, ここでは, 直線状の大カフカスのメガ複背斜になっていて, 北では, これと周縁凹地(キュウバンおよびテルスキ-カスピ)が接する。これより南に, 内陸盆地(リオニ, クリンスカヤ)をもつ, 後カフカス中央マッシューフがあり, 西と東で, 走向に沿って, それぞれ, 黒海深海盆と南カスピ深海盆に移行する。この区の南部は, 北に突き出した弧状の東ポイント-小カフカス, 東(アルメニア)タウル褶曲構造をつくる。

アルプス構造をつくる三つの枝は, より東のトルクメン-イラン区でも認められる。北方分枝は, コペトダグ・メガ複背斜をつくり, 東に向かって, しだいに中央のエルブルス-アラダグ-ビナルド分枝に近づき消滅するが, 後者は反対に, 南のビナルド分枝から離れていく。北方分枝と中央分枝は, 亜大洋型地殻をもつ南カスピ深海盆と, その延長上にある西トルクメン内陸盆地を隔てている。中央分枝と南方分枝の間に, 中央マッシューフ—激しい再食作用を受けた中央イラン・マッシューフとより“固い”, 長く延びたルーツク・マッシューフ—がある。この区の北を前コペトダグ, 南をメソポタミア周縁凹地—深く, 広く長く延びて, アフリカ-アラビア卓状地のアラビア地塊との境をなす—が囲む。

アフガニスタン-パキスタン区は, ウラル-オーマン・リニアメント系に入る, 南北方向の断層帯によって, トルクメン-イラン区から隔てられている。この区は, 西で最も広く, 東に向かって狭くなる。バンディ-トルケスタン・キンメル褶曲構造が, この区の北部を占める。断層で限られた, ほぼ東西の狭いパラパミール-ヒンズークシ隆起が, これより南にある, 強い再食作用を受けて東で狭くなって尖滅する, アフガニスタン中央マッシューフの境になっている。この区の南部と南東部は, メクランおよびスレイマン-キルタル・アルプス褶曲帯—後者に接する周縁凹地を含む—である。この区は南東で, インド半島卓状地と境を接しているが, 南では, インド洋北西部が, 直接これに接している。

パミール-カシミール区は, 地中海-インドネシア帯の中央—パミール-ヒマラヤ—地区の西の地域に当たる。この区は, 非常にせまくなり, 北に

突き出たいくつかの弧状の褶曲帯になっていて、小さな中央地塊で隔てられている。これは北で、新生代末に激しい第二の造山運動を行ったウラル-蒙古帯の古生代褶曲構造（天山山地）に接し、南はインド半島卓状地の北への突出部に接する。地中海帯の北の“梓”にそれが比較的に近いことは、パミール-カシミール区の強い収縮と、その中のアルプス衝上断層、デッケ、裂かの発達が原因と考えられる。ヒマラヤ-チベット区では、変動帯は、チベットの北部にいくつかのキンメル褶曲地帯と中央地塊が出現するため、非常に広くなり、変動帯の北の“梓”になっているのは、中国卓状地の西部である。

### 地中海変動帯の北縁の新时期卓状地プレート

ソビエト連邦の南とルーマニア、ブルガリア、アフガニスタン内のいくつかの地域の地中海変動帯の北部は、褶曲基盤が、ジュラ紀以前（場所によりジュラ紀中期以前）に、バイカル、ヘルシニア、古キンメル褶曲によりつくられた地帯である。その多くの地域では、バイカル前固化のマッシューフが考えられる。基盤は、ダブルジェ、マンガイシラク、ツアルキルの突出部以外、ほぼ至る所で、卓状地プレート被覆層に覆われている。いろいろな場所での被覆層の断面は、基盤の時代により古生代、二畳紀後期、ジュラ紀、白亜紀から始まる。被覆層の厚さは、ところによって10~15 kmに達する。下の層準は、一般に、幾分強く変形していて、このため、いろいろな研究者が、いくつかの堆積コンプレックスを基盤に入れたり、被覆層に入れたり、あるいは、特殊な漸移的または中間的コンプレックスとしている。この地帯の西の地域は、北では東ヨーロッパ卓状地、中央は、ドネツコ-セベロウスチュルト・メタ卓状地地域、東はウラル-蒙古変動帯（北ツラン新时期卓状地プレートと天山褶曲地域）と境を接する。

新时期卓状地プレートは、この地帯の地形に、低い平野となって現れ、この上に、場所によって、丘陵状の隆起（ダブルジャ、スタフロポーリエ、ツアルクイル）、低いリッジ（マンガイシラク）、山脈（クギタング）がある。この地帯のいくつかの部分は、黒海、アゾフ海、カスピ海の浅海部と、水深800 mまでのカスピ海中央海盆が占めている。

地質構造上、この地帯は五つの地域に分けられ、最初の二つが、ソビエト連邦内にある。その西の地域をメシア卓状地プレートが占めているが、これは、北西と西、南を、南カルパチア、バルカンのアルプス褶曲山岳構造に囲まれている。多くの研究者は、この基盤をバイカル時代のものと考えているが、コンスタンツァ市に近い、黒海の西海岸のボーリングで採取された変成岩の年代（17~18.5億年）から見ると、その内部には、バイカル時代以前のものもあるであろう。卓状地プレート被覆層の下部（オルドビス紀から三畳紀まで）は、大規模で緩い傾き（一般に20°以下）の褶曲をしていて、上部（ジュラ紀-白亜紀）は、ほぼ水平である。被覆層全体の厚さは、1~2 kmから6~8 kmまで上下する。メシア卓状地プレートの地殻は大陸性であるが、深層地震探査のデータによると、地震学的“花こう岩-変成岩層”の厚さは、西から東に向かい、10~15 kmから5 kmまで薄くなるが、もっと東の黒海盆中では、0になる。このことから、後者は、メシア卓状地の東の延長の沈降部分にできた、と考えられる。

メシア卓状地プレートの北東に、非常に狭い（100~150 km）ダブルジャ褶曲構造があり、東ヨーロッパ卓状地との境になっている。その南西地帯（中央ダブルジャ）では、地表にバイカル基盤が出ていて、これは、変成年代が5.2~5.9億年のリーフェイ紀の偶発的な変成作用を受けた“緑色片岩”から成る。中央地帯（北ダブルジャ）をつくるのは、本質的に陸成（断面の上部に従属的に炭酸塩岩と酸性火山岩層がある）の下部、中部、そして不整合に載る上部（？）古生層で、全体の厚さ5 kmまで、ヘルシニア期に褶曲し、小さな貫入岩に貫かれている。この地帯の狭い北東部（チュリチ亜地帯）では、古生層は、三畳紀の陸源-炭酸塩層と火山起源の層——ジュラ紀以前、またはジュラ紀前期に褶曲した



(古キンメル相), 陸成の三疊紀上部のフリッシュを含む——に不整合に覆われる。

北東(ドナウ川下流)地帯は、一部がソビエト連邦内にあり、深い、周クラトン凹地を埋めた被覆層の下部コンプレックスである、厚く、わずかに変位した、中生代と新生代の堆積層から成る。これは、陸源のドッガー層と薄い(1~2 km まで) マルム炭酸塩層——モルダブ盆地、あるいはプリドブルジア盆地を埋めている——と、厚い白亜紀~新生代の堆積物によって、不整合に覆われる。ドナウ川下流地帯の基盤の年代(バイカルかバイカル以前か)の問題、したがって、東ヨーロッパ卓状地の境界をそれより北に引くか、南に引くかの問題は、完全には明らかにされていない。北西では、ダブルルジア構造が、前カルパチア凹地の新生代モラッセの下に沈んでいるが、その延長が、デンマーク-ポーランド・オーラコ地向斜帯に含まれるポーランド中央山地の褶曲の中で、再び地表に現れる。このことから、ダブルルジア構造は、向斜の南東延長で、メシア卓状地プレート(メタ卓状地マッシーフ)と共に、メシア-ダブルルジア・メタ卓状地地域——おそらく最初は、中部ヨーロッパ・メタ卓状地地域と一体だつたろう——の要素と見なすことができる。

ダブルルジア構造は、その南東で、黒海の北西部の浅海底を覆う、中生代-新生代の堆積物の下に隠れる。これらは、1955年にムラトフが設定したスキフ・エピ古生代卓状地プレート——クリミアの平野部、アゾフ海中央部、前カルパチア平野を占める——に属する。スキフ卓状地プレート(沈降したダブルルジア構造の延長と共に)の西の境は、一応、ほぼ南北のオデッサ断裂の線に沿って、また、東(南ツラン卓状地と共に)の境は、アグラハン-グリエフ断裂——カスピ海の北部を北東方向に横切り、ドネツコ-プロムイスロフスキー・オーラコ地向斜褶曲地帯と、北ウスケルト・メタ卓状地プレートマッシーフを隔てる——に沿って引かれる。実際は、スキフ卓状地プレートと南ツラン卓状地は、一つのスキフ-南ツラン卓状地の西の部分と東の部分である。

今取り上げている地帯の東半分のほぼ全体を占めている、ツラン卓状地プレートは、ヤンシンが区分した、ツラン新期卓状地プレートの南部に当たる。後者の被覆層は、二つの変動帯——ウラル-蒙古、地中海——の基盤上にあるので、ムラトフは、これを二つの独立した卓状地——北ツラン、南ツラン——に分けることを提唱した。カスピ海の中央部の海底、マンガスラク半島とクラスノワドスク半島、南ウスケルト、カラクム砂漠と、これに接するアムダリア川右岸、それと北アフガニスタンの一部を占める、南ツラン卓状地プレートは、マンガスラクとツアルキルとで地表に突出する、ヘルシニア褶曲基盤と古キンメル褶曲基盤をもっているが、その大部分は、古生代以前(バイカル、前バイカル)の基盤と、厚さ10 km 以上の顕生代の被覆層があるマッシーフが占めている。南ツラン卓状地プレートと、ここに取り上げている地帯の東部は、全体として、タジク山間盆地とバイスン-クギタング隆起を含め、新生代-第四紀に、この南東に接するアルプス帯の南東地帯と共に、激しい地塊の変形、褶曲、衝上断層-デッケによる変形があったのが特徴である。

## スキフ卓状地プレート

スキフ卓状地プレート地域は、戦後の10年間に詳しい地質学的、地球物理学的研究が行われ、細かい深層ボーリング網に覆われた。これらの研究に大きく貢献したのは、ムラトフ、ブルシタル、デュビンスキー、カメネツキー、レタービン、シャルダノフ、シュベンベルゲルら、であった。この卓状地プレートの北限は、これとウクライナ楕状地、および東ヨーロッパ卓状地プレートの埋没されたロストフ突出部を隔てる周縁断裂に沿って、また東-前カフカスでは、この卓状地とドネツコ-プロムイスロフスキー・オーラコ地向斜地帯を隔てている、東マヌィチェ断裂に沿って延びている。現在、中生代後期と

新生代の堆積物の断面と構造は、よく研究されているが、その基盤の時代と内部構造の問題は、多くが不明のままである。

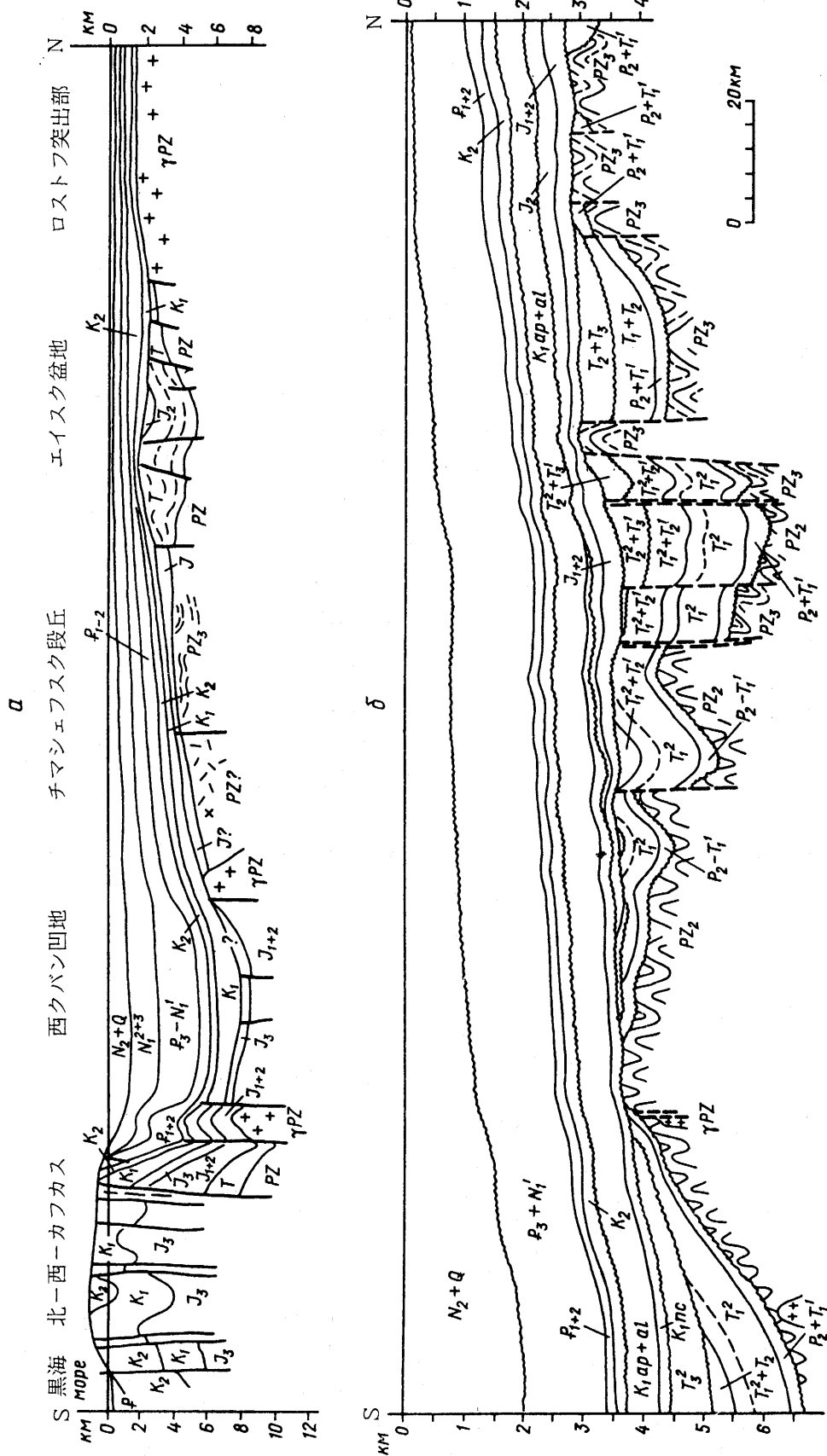
## 地質構造

最初、スキフ卓状地プレートは、どこでも、ヘルシニア褶曲の基盤をもっている、と考えられていたが、新しいボーリングと地球物理学的データが得られるにつれて、その基盤の構造が一様でないことが明らかになった。後になって、一部が、前カフカス周縁凹地とされた南部地方に、エピバイカル、そしておそらく前バイカル中央マッシューフ——この基盤の変成岩が、平地クリミアの中央部と東部（シンフェロポリの東と北東）、クバン凹地の北翼、前カフカスのミネラルワドスク隆起などのボーリングで採取された——の存在が予想される。平地クリミアと前カフカスのより北の地方には、ごく弱い変成作用を受け、変位した粘土岩——おそらく、古生代中期のもので、ヘルシニア劣地向斜褶曲コンプレックスと見なされるもの——が広く分布している。しかし、古生代中期という時代は、一つのボーリング井が示しただけで、一部はさらに古い（リーフェイ紀まで）可能性もなしとしない。前カフカスの多くの場所で、この岩石は、古生代後期の花こう岩に貫かれ、ところどころで、小さな山間盆地を埋めている、灰色と赤色の上部古生層のモラッセによって、不整合に(?)覆われている。

スキフ卓状地プレートの古生代（と、おそらく原生代後期）の劣地向斜層は、東ヨーロッパ卓状地と共通の、より古い結晶質の岩石の基盤——これはウクライナ楕状地から南に延びる、ほぼ南北の地磁気の異常となって“覗かれる”——の上に載る。スキフ卓状地プレート地域の多くの場所で、ヘルシニアの基盤と卓状地プレート被覆層の間に、非常に厚い“中間的”または“漸移的”二疊紀後期～ジュラ紀前期コンプレックスがあり、これが、各種のタイプの構造——線状の褶曲帯、地溝、広い、アイソメトリックな表生盆地——をつくる。

西-前カフカスの北部で、古生代の基盤に載り、断裂で周囲から限られている、いくつかの古キンメル凹地が確認された。この凹地は、厚さ2～4 km までで、三疊紀のすべての統とライアス統の砂-粘土層、一部火山起源の層——傾斜が10～20° から40～60° までの褶曲をし、ところどころでジュラ紀中期以前に弱い変成作用を受けた（沿アゾフ海複向斜など）——で埋められている。同様の岩石は、平地クリミア、とくにその北西部（タルハンクト半島地方）にもある。オデッサ横断断裂とペレコフスカヤ地峡の間のスキフ卓状地プレート北西部で、東ヨーロッパ卓状地の境に沿って、深いカルキニトスキー（北クリミア）地溝があるのが、地球物理学的調査で確かめられた。これは、二疊紀後期-三疊紀とジュラ紀前期の厚い層に埋まっているのであろう（14図参照）。これよりも浅くて、狭い、西北西方向の二疊紀-三疊紀の地溝が、スキフ卓状地プレートの北縁に沿った、中央-前カフカス中（マヌイチ地溝）と、スタウロポリ・ドーム地域で、ボーリングによって認められた。東-前カフカスで、二疊紀後期と三疊紀の厚さ1～2 km の陸源、炭酸塩、および火山起源の層が、広い盆地——地層の傾斜が10° から40° までの部分的アイソメトリックな隆起と短軸隆起、地塊運動で複雑化した——を埋めている（2図, 6）。

中生代以前の基盤、または中生界下部の漸移コンプレックス上に、中生代-新生代卓状地プレート被覆層が載る。東-、西-前カフカスでのその断面は、ジュラ紀中期に始まるが、卓状地の多くの場所では、陸源の白亜紀の種々の層準に始まり、厚さ数100m から5～8 km までの上部白亜系の炭酸塩堆積物、暁新統-始新統の陸源-炭酸塩堆積物、それと漸新統、新第三系、第四系の陸源堆積物を含む。その層理は、一般に非常に傾斜が緩く、南のインドル-クバン、テレスキー-カスピ周縁凹地側で厚くな



2 図 前カフカスの地質断面

a - 西 - 前カフカス (シャルダノフらによる) ; b - 東 - 前カフカス (レタピンら, 1975 による)

るのが特徴で、一部がほぼアイソメトリックな盆地と長く延びた盆地、相対的な隆起——最もはっきりと白亜紀と古第三紀の堆積物の構造に見られる——で複雑になっている。スキフ卓状地プレートの北西部に、深さ6～8kmまでの沿黒海盆地（陸向斜）があって、その中軸のカルキニト地帯は、同じ名の中生代前期の地溝を継承している。この北翼は、ウクライナ楕状地の南斜面上に載っている。この盆地の南翼は、クリミアの北東部で、いくつかの中生代後期の短軸背斜の列から成る、平複背斜型のタルハンクト隆起で複雑になる。この褶曲帯は、クリミアのタルハンクト半島から西にも広がり、ここでは、黒海底にゴリツィノ石油ガス隆起が見られる。西クリミアのタルハンクト帯から南に、小さなエフパトリヤ隆起があり、ここでは基盤の最上部が、最高1km上昇し、これより南——アルミン盆地——で、黒海側に広がり、また深くなり、南の山地クリミアの単斜構造の北翼になめらかに移行する。

クリミアの中央、スキフ卓状地プレートの南縁付近に、小さなシンフェロポリ隆起があり、この中の基盤の最上部は、ほぼ地表に達している。それから北東に向かい、しだいに沈降しながら、ノボツァリチノ・アーチ状隆起が離れて行き、アゾフ海中央部に延びたのが、ほぼ東西のアゾフ海膨である。この隆起より北には、シバシュ盆地があって、カルキニト盆地とは、ベレコブ鞍部で隔てられている。アゾフ海膨の東の延長上に、古キンメル沿アゾフ複背斜の位置を継承した、白亜紀の岩石の中に局地的なガスを含むいくつかの隆起をもつ、カネフ-ベレザン海膨状変位帯がある（2a図）。この変位帯は、アゾフ海膨のように、実際は、西-前カフカスとアゾフ海の海底で、一般に緩くインドロ-クバン周縁凹地側に傾いている、漸新世と新第三紀の堆積物中には現れない（20図参照）。

中央-前カフカスには、広く、平面形が菱形で、周囲全体を撓曲（基盤中では断裂）によって限られ、一部がアイソメトリックな隆起と短軸隆起で複雑になっている、スタウロポリ・アーチがある。ネビノムイスク地帯では、南西に隆起している基盤のアーチの部分は、深さが1.0～1.5kmのところにある。スタウロポリ・アーチとドネツコ-プロムイスロフスキー地帯の東の部分との間で、白亜紀と新生代の岩石は、中生代以前の地溝を受け継いだ、狭いマヌイチ盆地をつくる。白亜紀の堆積物の構造中の東-前カフカスは、基本的には中生代前期の凹地を継承した、広い盆地になっている。これは、ジュラ紀中期と白亜紀前期の岩石中に、いくつもの石油を含む短軸構造をもつ、プリクムスク隆起地帯——東でスタウロポリ・アーチの北東部に接する——で複雑になる。これらの構造は、新生代コンプレックス——その最下部は、テレスキー-カスピ海凹地側に沈下している——の下に隠れている。

## 層位学

スキフ卓状地の南部で、ボーリングにより採取された最古の基盤は、一次的陸源の岩石、まれに炭酸塩と火山起源の岩石が緑色片岩相に変成したもので、変成年代で見ると、上部原生界にはいる。この卓状地プレートの北縁、埋没したウクライナ楕状地のロストフ突出部から南では、始生代-原生代前期の結晶質岩石に、古生代中期コンプレックス——中部-前カフカスと西-前カフカス、そしておそらく、平地クリミアにも広がる——が不整合に載る。それを最も特徴づけているのは、千枚岩と頁岩であるが、シルト岩、砂岩、珪質、炭質頁岩、ときにはドロマイト、大理石化した石灰岩、凝灰質砂岩、凝灰岩、輝緑岩、安山岩質、石英安山岩質斑岩が出現する。これらの層序は不明である。このコンプレックスの厚さは、一応、数キロと計算されているが、古生代中期という時代は、今のところ、西-前カフカスでの二本のボーリングコアの石灰岩の挟みからの、石炭紀前期の有孔虫の同定と、前カフカスとクリミアのデボン紀の少数の花粉と孢子によって示されているだけである。

前カフカスの特別な盆地と狭い地溝中に、赤色の礫岩、砂岩、シルト岩、泥岩の層があり、ところど

ころに、酸性火山岩と凝灰岩の挟みがあり、厚さは1kmまでで、おそらく二畳紀のものである。

西-前カフカスの“漸移コンプレックス”の断面には、二畳系上部の赤色の砂岩-礫岩層、二畳系上部-三畳系下部の石灰岩-ドロマイト層、三畳系下部-中部の泥岩-砂岩層(1.5km以上)、三畳系上部のシルト岩-泥岩層(1~1.5km)、三畳系上部-ライアス統の粘土岩の挟みがある、酸性、中性の噴出岩層(1kmまで)が見られる。このコンプレックスの全体の厚さは、4~5kmまで。東-前カフカスで、“漸移コンプレックス”は、二畳系上部-三畳系下部の赤色-灰色の礫岩-砂岩層(0.5~0.7km)、三畳系下部の礫性地塊を含む、ドロマイト-石灰岩層(0.8kmまで)、三畳系下部-中部の炭酸塩-陸源層(0.5kmまで)、不整合にこれを覆う、上部三畳系上部の酸性、中性、まれに塩基性の溶岩と凝灰岩がある、陸源-火山起源の層(1kmまで)を含む。全体の厚さは、3kmに及ぶ。

東-前カフカスでは、古生界と三畳系の種々の層準に、ジュラ系下部-中部の砂-シルト-粘土の沿岸性堆積物と浅海性堆積物(0.5~1km)が載る。東-前カフカスと西-前カフカスの南部には、断面のキンメリッジ-チトン階の部分に、硫酸塩のパッチと岩塩のレンズをもっている、マルム-バランジユ階の炭酸塩コンプレックス(0.5~1kmまで)がある。前カフカスと平地クリミアの大部分には、これが存在せず、中生界と古生界のいろいろな層の上に、厚さ数100mから1kmまで、ただクリミアでは2~2.5kmまでの、白亜系下部の砂-シルト-粘土コンプレックスが、海進により、さまざまな層準——オーテリーブ階からオーブ階まで——で載る。終わりに、白亜系下部の最上部によって、スタウロポーリ隆起地域が覆われた。白亜系下部の堆積物の陸源物質は、北方、東ヨーロッパ卓状地から入って来た。

北クリミアの活発だったカルキニトスキー地溝帯で、オーブ期に、安山岩質溶岩と火砕岩の噴火があった。この上に、スキフ卓状地全域にわたって、白亜紀の石灰岩-マールが堆積する。この厚さは、普通、0.5~1kmであるが、沿黒海盆地の中軸地帯では、2~2.5kmに達する。上部白亜系上部の堆積物は、暁新世-始新世の有孔虫を含む、粘土-マール層に整合に覆われる。前カフカスの北西では、砂-シルトの堆積物が暁新統中で大きな役割を果たしており、この材料は、北から運ばれたものである。暁新統と始新統は、黒海の北西部(1~2kmまで)、西-、中央-前カフカス(0.5~0.8km)で最大に達する。平地クリミアでは、厚さは0.2~0.55km、東-前カフカスでは、わずか0.1~0.2kmである。

漸新統と中新統下部は、どこでも、シルト岩と砂岩の挟みをもつ、マイコープ統-粘土層として出現するが、これは、広いパラテーチス内陸ベースン中に堆積したものである。屈折法による地震学的調査は、マイコープ統の断面に、全体として南に傾く、クリノフォーム——陸源物質が北から入ったこと、それによって、マイコープ時代の初めに生まれた、比較的深い海凹が、しだいに北から南に埋められたこと、を証明するもの——が広く発達していることを明らかにした。全体として、この統の厚さは、南に向かって厚くなり、0.5~1kmであるが、東-前カフカスでは、最大1.5~2kmである。

この上に、砂、貝殻、そしてバイオハーム(苔虫を含む)石灰岩、シルト岩、粘土、マールから成る、中新世中期、後期の比較的浅海性の堆積物が載る。中新世後期の隆起に加わった、スタウロポーリ・アーチには、中新統の上部層はないが、マヌイチ凹地にはある。パラテーチスの黒海部分とカスピ海部分のこの凹地による連絡は、中新世末(ポント期)に絶たれたただけである。鮮新世前期——激しい海退と隔離されたカスピ海水域の激しい水面降下の時代——に、東-前カフカスには、ヒアタスと分断された侵食地形の誕生があり、鮮新世後期に、アクチャギル階の砂-粘土の海進堆積物と、上に重なるエオ更新統(エプシェロン統)と更新統に覆われる。平地クリミアには、鮮新世と第四紀の大陸性の堆積物だけであるが、黒海の北西部、アゾフ海の海底、西-前カフカスには、大陸性-ベースン堆積物がある。アクチャギル海進の絶頂期には、西-前カフカスとアゾフ海に、カスピ海の海水が流入した(タマニ

層)。中新統中部 - 上部と鮮新統，第四系の全体の厚さは，東 - 前カフカスで，100m 台前半から，1 km 以上まで変化する。

### 有用鉱物

スキフ卓状地の最も重要な有用鉱物は，石油とガスである。石油の主産地は，東 - 前カフカスのプリクムスク地帯（オゼク - スアト，ベリチャエフスコエなど）に集中し，ここでは，石油とガスは，ジュラ系中部と白亜系下部の堆積物によるものである。主として，白亜系上部の堆積物によるガス田は，タルハンクト地帯（黒海中にある，この地帯の南への延長を含む），その他の平地クリミア地方と西 - 前カフカスのエイスク - ベレザン地帯にあり，また，平地クリミアとスタウロポーリ・アーチでは，暁新統，漸新統，マイコーブ層の堆積物中にある。平地クリミアとスタウロポーリの中新世の石灰岩 - コキナは，建築材として用いられる。エフパトリヤ付近の西クリミア湖底堆積物から，医療用の泥水，臭素の塩を，シバシュ・ラグーンでは，岩塩を採る。東 - ，西 - 前カフカスの被覆層の堆積物中には，膨大な被圧地下水資源が集まっている。

### 南ツラン卓状地プレート

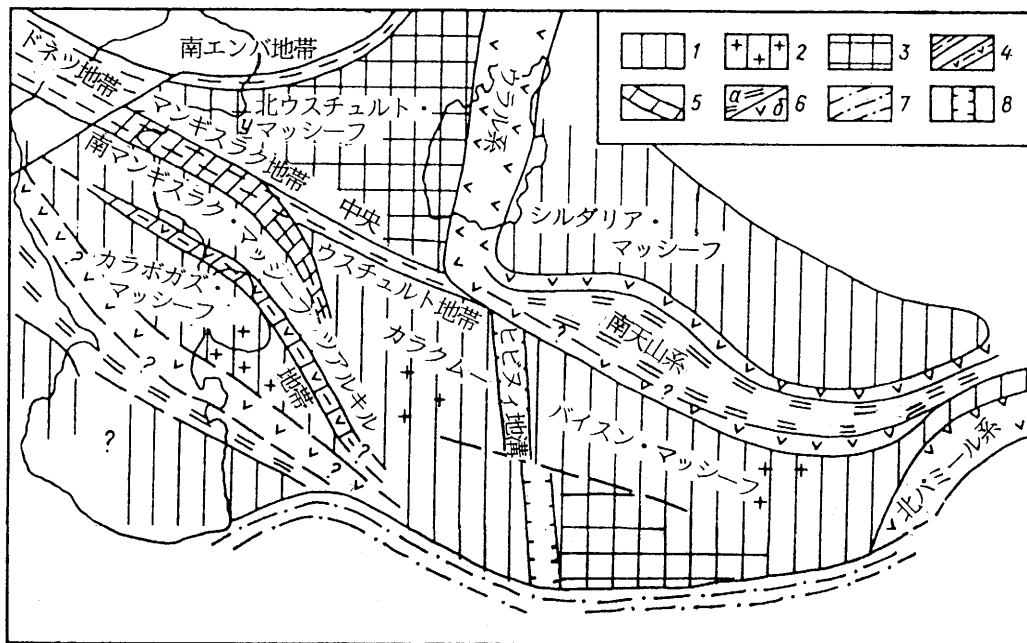
南ツラン卓状地プレートは，幅の広いこと，被覆層前のコンプレックスの二つの突出部の存在，被覆層が厚く，東部で10～15 km に達すること，層位学上の規模が大きいこと，ガススキフ卓状地と異なる。この中には，どこでも，ジュラ系，白亜系，新生界が含まれており，そして多くの地域に，二畳系，三畳系，たぶん，古生界中部，下部（？）——これは，古い固化した地塊が卓状地の基盤構造中で果している，非常に大きな役割と関係がある——もある。南ツラン卓状地プレートの研究上重要なのは，アンドロソフ，ルポフ，ヤンシン，アムルスキー，ガレツキー，ゴルボフスキー，キリュウヒン，クニャーゼフ，クルイロフ，レタピン，ポプコフ，セモフ，シュレジンゲル，地球物理学者のポリボフスキー，クニン，シュライブマンらの研究である。

### 地質構造

南ツラン卓状地プレートの基盤構造の中に，少ない地表の露頭とボーリング，地球物理学的調査のデータによって，比較的狭い古生代（ヘルシニア）と中生代前期（古キンメル）造山帯，これを隔てる，古い，古生代以前（？）の中央マッシューフが区分される（3 図）。いくつかの地方では，基盤の構造的な特性は十分に明らかではなく，いろいろに解釈されている。埋没している，西北西方向の中央ウスチュルト・ヘルシニア褶曲帯は，北を北ウスチュルト変成マッシューフに限られていて，ボーリングのデータによると，激しく変位し，弱い変成作用を受けた，古生界下部 - 中部の陸源，炭酸塩層から成る。この褶曲帯は，部分的に古キンメル・マンギスラク褶曲帯に継承されている。第二のヘルシニア褶曲帯——ツアルキル褶曲帯——は，古生代中期の輝岩，斑れい岩質岩，塩基性火山岩，珪質 - 陸源層から成り，その一部は，カラーボガズーゴル湾から東に露出し，またボーリングでも採取された。走向は北西で，この湾の北では，西北西に変わる。この褶曲帯は，一部が中生代前期のツアルキル凹地に引き継がれた。

マングイシラク半島のカラタウ山脈をつくるマングイシラク褶曲帯は，断裂で限られた比較的狭く（60～80 km）深い，長さ750 km までの凹地——本質的にはネヘルシニア・中央ウスチュルト褶曲帯\*を継承し，これと共に，ドネツコ - マヌイチ構造線の東の延長上にある——の位置に形成された。この地

\* ポポコフによると，埋没したマングイシラク地帯の延長は，南ウスチュルト内では，ヘルシニア中央ウスチュルト地帯の向きと違って，南東に延びる。



3 図 南ツラン卓状地プレートのジュラ紀以前の基盤構造

1 - 先カンブリア時代(?)の基盤をもつマッシューフ；2 - 同，古生代中期 - 後期の酸性の火山活動の徴候があるもの；3 - 同，厚い古生代中期 - 後期と三畳紀の被覆層に覆われたもの；4 - ヘルシニア・オーラコ地向斜褶曲帯で劣地向斜と優地向斜タイプの断面をもつもの；5 - 古キンメル・オーラコ地向斜褶曲帯，一部はヘルシニア褶曲帯に載る；6 - ヘルシニア褶曲系：a - 劣地向斜帯，b - 優地向斜帯；7 - 古キンメル褶曲帯；8 - 二畳紀 - 三畳紀の地溝

帯は，厚い，二畳紀と三畳紀の大陸性の陸源堆積物と海性の陸源 - 炭酸塩堆積物コンプレックスから成り，三畳紀末，古キンメル相の中程度の収縮で線状に褶曲し，激しい衝上断層と変位で複雑になった。マンガイシラク地帯は，北と南で，二畳紀 - 三畳紀コンプレックスの厚さが急減するが，褶曲による変形はなくなる。マンガイシラク地帯で，このコンプレックスは，ジュラ紀 - 古第三紀の卓状地被覆層——新第三紀のアーチ状隆起のために消失した——に覆われた。こうした，同じような構造と発達史の性質は，マンガイシラク地帯は，プリピャート - ドニエプロ・オーラコゲンとドネツコ - プロムィスロフスキー・オーラコ地向斜の東の延長であり，それらと共に，ドネツコ - マングイシラク，あるいはサルマート - ツラン（ガレツキーによる）リニアメントに属する，オーラコ地向斜地帯である，と考える根拠となっている。

似ているが，長さは500 km まで，幅50~100 km のあまり発達してない，古キンメル・オーラコ地向斜帯では，ヘルシニア基盤に，二畳紀 - 三畳紀の赤色コンプレックスが不整合に載り，やはり，中新世中期以前とアクチャグイル期以前の再度の変形作用と，三畳紀末の褶曲を受けている。南ツラン卓状地プレートの南東端，バドフィズでは，ジュラ紀 - 新生代の卓状地プレート被覆層の下に，三畳系から成る，ほぼ南北のバンディ - トルケスタン・古キンメル褶曲帯があることが，ボーリングで明らかにされた。その大部分は，北アフガニスタン内にある。

これらの褶曲帯の間に，比較的堅固な地塊——確実に，またはおそらく，バイカルあるいは前バイカルの変成した基盤をもつ中央マッシューフで，さまざまな研究者の推定では，卓状地プレートの面積の50~60%から80%までを占める——がある。その西，マンガイシラク褶曲帯から南に，沈降した，小さい南マンガイシラク（南ウスチュルト）マッシューフ，これとツアルキル褶曲帯の北部で隔てられた，カラ

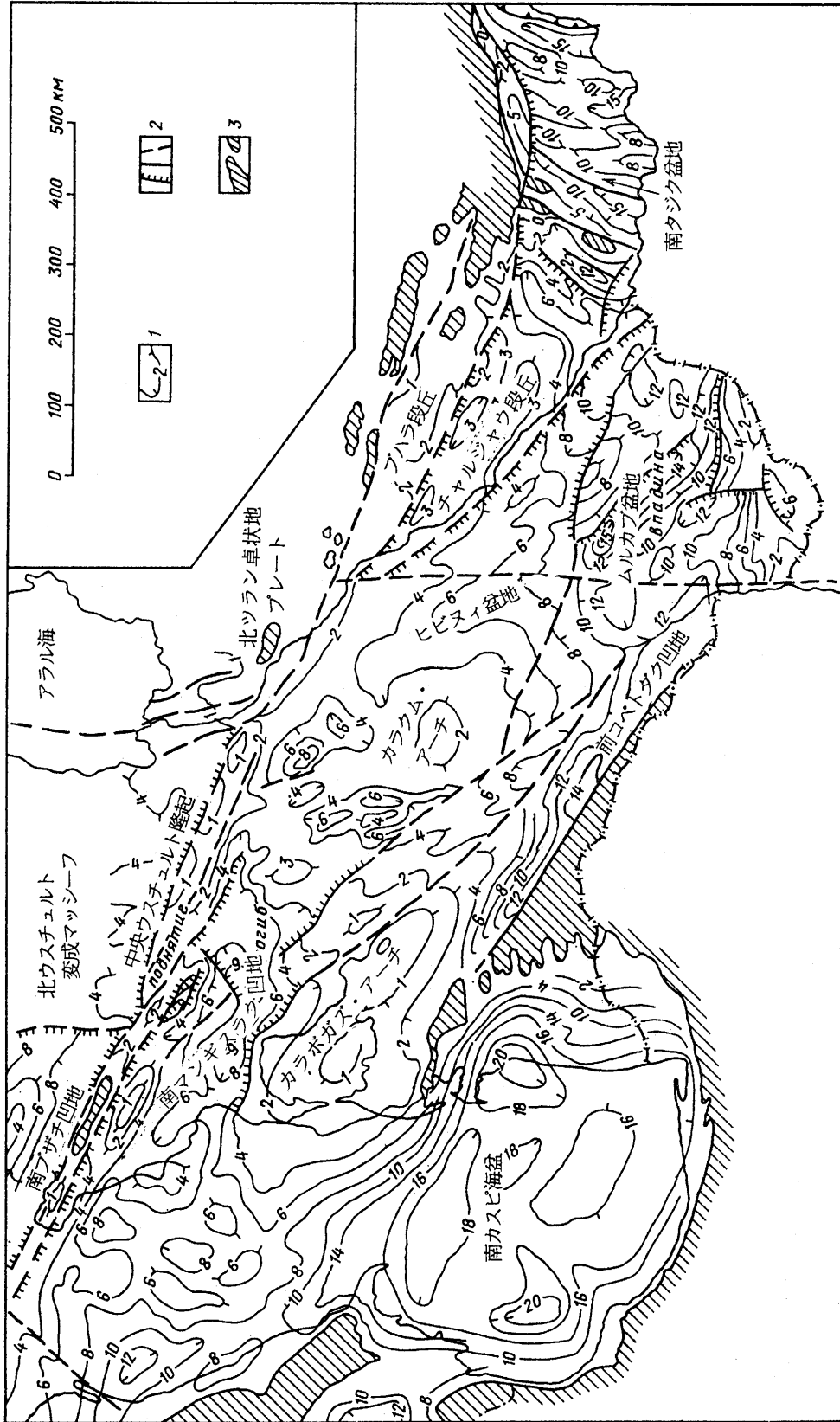
ボガズ・マッシーフ、が見られ、あまり深くないところにあるこの変成した基盤は、古生代中期に花こう岩質岩の貫入を受け、一部は酸性火山岩に覆われている。これは、西は、カスピ海中部に延びている。南ツラン卓状地の東部に、広いカラクム・マッシーフが見られ、変成の著しいその先カンブリア時代初期の基盤は、クギタング-バイスン複背斜の卓状地の東縁に露出する。このマッシーフは、北西で、南マンガイシラク・マッシーフと一つになるのであろう。この基盤は東部で、非常に深く沈降しているが、西(中央カラクム)では相対的に隆起していて、あちこちでボーリングが成功し、そのデータは、古生代中期-後期の花こう岩の形成と、酸性の火山作用があったことを証明している。ある研究者たちは、ウラル褶曲系の延長上にあつて、仮説の南南東方向のアムダリア褶曲帯で隔てられた、中央カラクム、バイスン(アフガニスタン-タジク)マッシーフの独立を考えている。

南ツラン卓状地プレート被覆層の中は、三つの層——完全に変形した堆積-火山起源の古生界中部(?) - 上部(上部二畳系上部以前)、変形の弱い堆積、ところどころで火山起源-堆積性の二畳系上部-三畳系、ほとんど変形のない、成層した(マンガイシラク、ツアルキル地帯以外)堆積性のジュラ系-新生界——に区別される。古いマッシーフの沈降部分上にある下の二つの層は、しばしば“準卓状地被覆層”と呼ばれ、上の層は、卓状地プレート被覆層をつくる。厚さ数キロまでの二畳系上部以前の層の存在が、南マンガイシラク(南ウスチュルト)マッシーフ、カラボガズ・マッシーフの特別な地域、カラクム・マッシーフ西部でのボーリングで確認され、その深く沈降した東部(ムルガブ盆地)でも予測されている。これは、北ウスチュルト・メタ卓状地マッシーフにもある。ヘルシニア褶曲帯マッシーフに接して、劣地向斜型(中央ウスチュルト)と優地向斜型(ツアルキル)の大きく変形した、古生代中期の変成コンプレックスが発達する。より広く分布し、多くの地点でボーリングにより採取された、二畳紀-三畳紀の、厚さ2~3 km までの準卓状地被覆層は、マンガイシラク、ツアルキル古キンメル褶曲帯では、はるかに厚く、変形している、オーラコ地向斜型コンプレックスに移行する。卓状地のうえの層(ジュラ系-新生界)は、マッシーフが相対的に高まったところ(カラボガズ・マッシーフ、カラクム・マッシーフ西部)と古キンメル褶曲帯——ここではごく一部が新第三紀の隆起のために洗い流されている——を含め、ほとんど至る所に分布する。

南ツラン卓状地プレート被覆層の西部の現在の構造は、北から南に、マンガイシラク平複背斜、深さが6~9 km までの南マンガイシラク凹地、ツアルキル平複背斜、緩いカラボガズ・アーチに分けられる(4図, 5図)。その東部(クラスノワドスク半島、カラーボガズ-ゴル湾)では、被覆層の厚さは1~2 km 以下で、西、中部カスピ海盆では、鮮新世-第四紀に非補償性の沈降があり、テルスキ-カスピ海山麓凹地の一翼に転じ、4~6 km まで増加する。

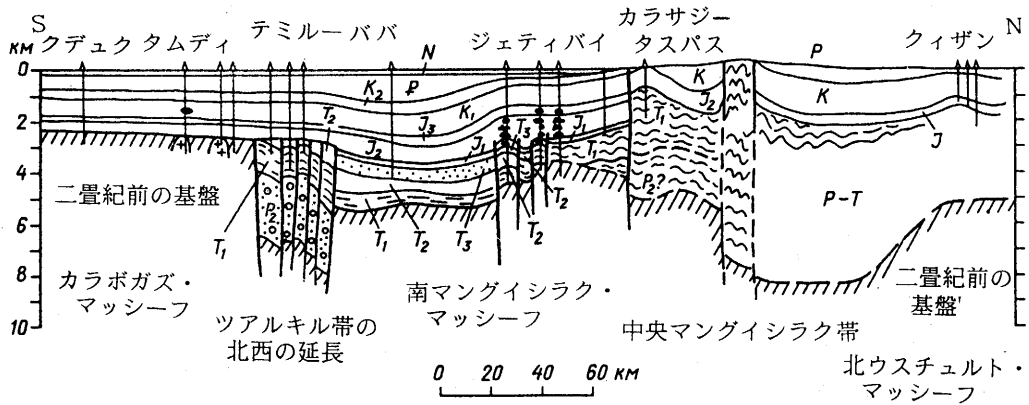
この卓状地の中央部は、円形の中央カラクム・アーチをつくり、その中心では、基盤は、-2 km 以上にあり、どの側も-4~-6 km 以深まで沈下している。直径約50 km のアーチの頂上部分で、被覆層は、上の層を除いて、細かい断層網に切られ、この円形の構造の縁に対し、いく分沈下している。これは、異常に高い地層圧下にあつた被圧地下水と被圧ガスの圧力で、下から突き上げられた結果生まれた、という、イワンチュクの説は、最も信頼性がある。中央カラクム・アーチの東で、基盤中に、ほぼ南北の断層帯が延びている。これは、いわゆるウラル-オマン・リニアメントの大陸縦断擾乱帯の一環である。この中の二畳紀-三畳紀コンプレックスは、4~6 km に達し、おそらく、深いヒビヌイ地溝を埋めているのであろう。卓状地の南東部には、ほぼ南北の広い東トルクメン(ムルガブ)盆地(陸向斜)があり、ここでは、基盤が8~15 km まで沈み込む。卓状地プレート被覆層の静穏な層理は、この中のいくつかの楕状の向斜帯(レペテクなど)——基盤の断裂で限られた、上部ジュラ系の塩類から成るダイアピル核をもつ——で複雑になっている。この地帯に、アクチャグイル内進層で埋まった深い





4 図 南ツラン卓状地の古生代後期-中生代新生代被覆層と中部, 南部カスピ海の堆積層の基底の構造  
(セメノビチらとグランベルグの指導で編成された地図による)

1 - 被覆層コンプレックスの基底の構造等高線; 2 - 相対的な鉛直移動を示し, 分離埋没のない断裂; 3 - いろいろな時代の褶曲基盤の突出部



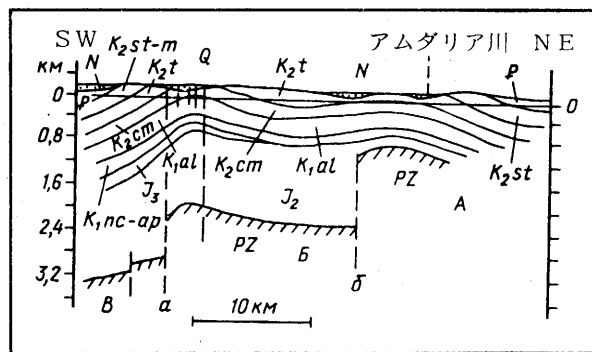
5 図 北のブザチ半島からカラボガス - ゴル湾の西岸までの南ツラン卓状地プレートの西部を通る地質断面

(ポプコフの資料により作成)。石油鉱床を黒で示す。

侵食盆地が、鮮新世前期につくられた。

ムルガブ盆地の北東、アムダリア右岸、ブハラ - ヒビヌイ段丘地帯では、基盤は、いくつかの断層崖——被覆層に撓曲となって現れ、被覆層の厚さと断面の完全さを小さくする——に沿って隆起し始める(6 図)。被覆層の局地的隆起中には、多くのガス鉱床(ガズリなど)がある。

深層地震探査のデータによると、卓状地プレートの深部構造の特徴は、30 km から40 km、東部で50 km までの地殻の厚さ、それと基盤の起伏と M 面の間の相関関係——カラボガス・アーチとカラクム・アーチの下で相対的に隆起(それぞれ30、35 km まで)、東トルクメン盆地の下で最も沈下——である。



6 図 ツラン卓状地プレート北東部のブハラ - ヒビヌイ段丘地帯を通る地質断面 (コフベルグ、ロゴジンら、1988による)

段丘: A - ブハラ, B - チャルジョウ, B - バガジン  
断裂: a - アムダリア, b - ブハラ - メシェクリ

## 層位学

南ツラン卓状地プレートの古いマッシューフをつくる、先カンブリア界は、カラクム・マッシューフの東縁付近、バイスン - クギタング複背斜にだけ露出し、ここでは、片麻岩、結晶片岩、角閃岩、大理石(4 km 以上)で、古生代の花こう岩に貫かれている。南マンガイシラク・マッシューフの東部で、後退変成作用を受けた角閃石片岩が、ボーリングで採取され、その最後の変成作用の絶対年代(5.85億年)は、ヴェンド・コンプレックスに当たる。カラボガス・マッシューフには、古生代中期(4.5~3億年)の花こう

岩に貫かれ、ところどころで、古生代後期の酸性、中性火山岩に覆われる、推定先カンブリア時代の斜長石片麻岩、角閃岩、結晶片岩が知られている。

カラクム・マッシーフの西部(カラクム・アーチ)では、推定古生代中期の炭質-緑泥石-珪質頁岩、珪長斑岩、安山岩質ひん岩、その凝灰岩、おそらく、わずかに変成した堆積-火山起源の被覆層が見られた。これらは、古生代中期(4.25~3億年)の花こう岩質岩に貫かれ、古生代後期(2.75~2億年)の酸性火山岩に覆われていて、これと花こう斑岩の小岩体とは関連がある。南マングイシラク・マッシーフの激しく変形した、古生代中期の花こう岩質岩に貫かれた陸源の変成岩に、石炭系中部-上部、それと、おそらく二畳系下部の、グリット、砂岩、シルト岩、炭質泥岩の灰色をした陸源の層(1kmまでとそれ以上)が不整合に載る。カラクム・マッシーフの東部には、バイスン-クギタング複背斜の断面から見ると、先カンブリア時代の基盤が、厚さ数キロまでのデボン系の石灰岩層、石炭系の陸源-炭酸塩、酸性火山岩層に覆われ、古生代の花こう岩体に貫かれている可能性がある。このように、このマッシーフ内には、古生代中期と後期初頭に、花こう岩質岩の形成があり、古生界中部の陸源、炭酸塩堆積物(わずかに変成)と古生界上部の陸源堆積物、それと、主として酸性の火山起源の層が堆積した。

マッシーフを隔てるヘルシニア凹地中に、古生代中期の地向斜層の堆積があった。中央ウスチュルト地帯では、デボン紀中期、後期の大理石化した石灰岩とドロマイトに不整合に覆われた、おそらくシルル紀の、石英-緑泥石-絹雲母片岩、砂岩、礫岩が見られた。ツアルキル地帯では、一部に、蛇紋岩化した輝岩、斑れい岩質岩、輝緑岩、スピライト、それに、デボン紀-石炭紀中期の動物化石を含む、珪質頁岩と陸源の層が露出し、また、ボーリングで採取された。

この二つの地帯で、緑色片岩相に変成した古生代中期の層が、厚い二畳紀-三畳紀堆積コンプレックスで、不整合に覆われている。中央ウスチュルト地帯の西部を継承するマンギスラク地帯では、このカラウ・コンプレックス全体の厚さは、8~14(?) kmに及ぶ。この基盤中に、石炭系上部-二畳系下部の灰色の大陸性モラッセ(2kmまで)があり、これは南マングイシラク・マッシーフにも存在する。この上に、二畳紀後期-三畳紀中期の赤い砂-粘土——礫岩の挟みがある——の大陸性モラッセ(3~5km)が続く。この中央部(三畳系下部)は、西では、石灰岩の挟みをもつ、雑色と緑色の陸源の海成堆積物と交代する。断面の最上部は、三畳紀後期の黒色石灰岩、頁岩、砂岩——酸性の凝灰岩、溶岩層を数枚含む——層(3kmまで)である。ツアルキルには、二畳系上部-三畳系最下部の凝灰岩と溶岩層を含む、赤色陸成層と全体の厚さが4.5kmまでの、三畳系中部の雑色で陸源の海成層がある。南ツラン・卓状地プレートマッシーフの被覆層には、カラボガズ・アーチ、中央カラクム・アーチを除くと、あまり厚くはない(1~3kmまで)、上部二畳系-三畳系下部が広がる。これは赤色の陸源の層で、下部は陸源-炭酸塩層、ところどころに、また、断面の上部に集中する火山岩がある。

卓状地プレート被覆層そのものは、カルボガズ・アーチと中央カラクム・アーチを除く、卓状地プレートの大部分に広がるジュラ系下部と中部(場所により中部だけ)の堆積物——海進によって、いろいろな時代の地層(先カンブリア界から三畳系まで)に載る——に始まる。これらは、灰色の砂-粘土の夾炭湖成層で、卓状地プレートの西部(マンギスラク、ツアルキル)では、沿岸性夾炭層と、雑色の浅水-海成層に移行する。ジュラ系上部は、カローブ期の灰色の陸源の海成堆積物に始まり、この上に、陸源-炭酸塩層が続き、上部(チトン-ガウルダク層)は、卓状地プレートの南東(ムルガブ盆地)で、硫酸塩と岩塩の厚い層をもつ、海進により堆積した岩塩層に代わる。ジュラ系全部の厚さは、0.5~1.2kmである。

卓状地プレートの至る所に、白亜紀と古第三紀の堆積物が広がる。白亜系下部(0.5~1.5km)は、灰色の砂-シルト-粘土の浅水-海成層で、その下部(ネオコム階)は、南西で炭酸塩相に、東で雑色

の大陸相に移る。白亜系上部(0.25~1.2 km)は、卓状地の北東部では灰色の陸源堆積物であり、その上(セノン階)は、南西部でマール層とチョーク層になる。卓状地プレート西部の暁新統と始新統は、海成の粘土-炭酸塩堆積物から成り、東では、一部が陸源堆積物に移行する。ソビエト連邦の南縁、バドフィズでは、始新統上部に、安山岩と玄武岩、その凝灰岩と凝灰角礫岩の被覆岩がある。これらは、卓状地プレートのより北の地方にある、同時代の噴石の挟みのように、南に接するアルプス帯の始新世の大規模な火山活動の跡である。古第三系-中新統下部の全体の厚さは、0.3~1 km(南マンガイシラク凹地で)である。

中新統中部は、卓状地プレートの西部では海進により、マンガイシラクとツアルキルでは傾斜不整合に堆積しているが、中新統上部のように、浅いベースンの陸源-炭酸塩堆積物——砂、粘土、石灰岩、コキナ、マール、ところどころで石膏——で、厚さは100 m 台前半である。これは、東で陸源の陸成層となり、トルクメン南東で厚さ1 kmに達する。ヒアタスと古アマグリア川、その支流である古テジェン川、古ムルガブ川などの侵食谷(深さ数100 mから1000 mまで)の形成は、鮮新世前期——カスピ海の急激な海面低下と海退時代——に当たる。これらの谷は、アクチャグイル階の砂-粘土堆積物と、上に載るエオ更新世と更新世の陸成層——全体の厚さ0.5 kmまで——に埋められた。この谷の外に、大陸性の、鮮新世-第四紀の薄い、主に沖積層と山麓沖積層が分布する。陸源物質は、東と南東——南天山-パミール——からと北アフガニスタンから運ばれた。第四紀の風食作用は、微地形のバルハンがある、巨大なカラクム砂漠を形成した。

### 有用鉱物

南ツラン卓状地プレートで最も重要な鉱物は、石油とガスである。南マンガイシラク地方(ウゼン、ジェティバイなど)のガスと石油の鉱床は、ジュラ紀の陸源堆積物中にある。中央カラクム・アーチとブハラ-ヒビヌイ段丘(ガズリなど)のガス鉱床と濃縮ガス鉱床は、ジュラ紀と白亜紀の堆積物に集中している。マンガイシラクとツアルキルでは、ライアス期とドッガー期の堆積物中に褐炭の鉱床がある。

マンガイシラクのセノマン期の堆積物に、燐灰土の鉱床が知られている。岩塩鉱床は、南東トルクメンのキンメリッジ-チトン階のガウルダク蒸発残留岩層中にある。中央カラクムには、中新世の堆積物中の硫酸塩の還元でできた、自然硫黄の鉱床がある。塩分を含むカラーボガス-ゴル湾には、完新世に硫曹鉱の沈殿が起こる。南ツラン平野の乾いた、水気のない地形の中では、被圧淡水層は、重要な意味をもっている。温泉、鉱泉もある。

### 南タジク盆地\*とバイスン-クギタング隆起

バイスン-クギタング隆起と南タジク盆地を含む新期卓状地プレート地帯の最も東の地域は、地形的には、同名の山脈と山間盆地で、基盤とジュラ紀-古第三紀の被覆層の構造の性質は、南ツラン卓状地プレート東部と似ている。それと共に、コントラストのある地形、モラッセ型の厚い新第三紀-第四紀の堆積物、被覆層中の線状の褶曲-衝上断層による変位——この地域が、これを縁どるパミールのアルプス前造山運動構造、南天山の後造山運動構造と共に、新生代後期に激しい構造的変形をしたことを示す——によって、はっきりと異なっている。北アフガニスタンのアフガン-タジク盆地の南に、南ツラン卓状地プレートの南東縁と古キンメル・バンディ-トルケスタン褶曲帯——新第三紀に変形した白亜紀-新生代の準卓状地被覆層下に半ば埋まっている——が広がる。南タジク盆地とバンディ-クギタン

\* この盆地は、南部がアフガニスタンにあるため、アフガン-タジク盆地、アマグリア川上流盆地ともいう。

グ地帯の地質構造は、ヘラスコフ、ペトルシェフスキー、ヴァレンツォフ、ヴァフロメエフ、グビン、ザハロフ、クラフチェンコ、ツアエフ、ヴォンガス、ブラタシュらが調査した。

南タジク盆地の基盤は、カラクム・マッシーフの東の延長、または一つの広いカラクム・タジク（カラクム・バイスン）・マッシーフの東部である、アフガン・タジク（バイスン）中央マッシーフをつくる。激しい変成作用を受けた先カンブリア時代の基盤は、バイスン・クギタング複背斜のコアと、南天山の南ギッサル帯——南タジク盆地の北を縁どる——のカラテギンスキー突出部（カラテギンスキー突出部の岩石の絶対年代は10億年に達する）の地表に露出する。バイスン・クギタング変成岩は、おそらく、先カンブリア時代の前期と後期のものであろう。これらは、黒雲母片麻岩、角閃岩、結晶片岩、大理石として現れる（4 km 以上）。ところどころで、古生代の花こう岩質岩に貫かれ、また、一部は礫岩と砂岩、頁岩、石灰岩、酸性と中性の溶岩と凝灰岩の石炭系下部の火山起源・堆積層に覆われる。この上に、二疊紀と三疊紀の礫岩、砂岩、それと酸性の溶岩と凝灰岩も、不整合に載る。ジュラ紀前の基盤の構造には、ほぼ東西の帯状の分布が認められる。北部は、先カンブリア時代の基盤がより分断されていること、古生界中部、上部がより大規模に発達すること、が南部と違っている。

被覆層の断面では、下部の、ジュラ紀・古第三紀の卓状地プレートコンプレックス——だいたい、南ツラン卓状地の同時代の堆積物に似ている——と、上部の、新第三紀・第四紀の造山（モラッセ）コンプレックスとが区別される。ジュラ系の最下部に、ところどころに、ボーキサイトを含むプレート階の碎屑岩（0.1 km まで）があり、侵食地形の凹地を埋めている。ライアス統とドッガー統は、灰色の砂・粘土の夾炭層（0.5～1 km）で、その上部（バイオス・バット階）には、薄い海成堆積物の層がある。マルム統（チトン階を除く）は、生物起源（さんご、藻類）の石灰岩と魚卵状石灰岩で、砂岩・粘土岩の挟みがあり（0.1～0.5 km）、海進により堆積したチトン階は、北と東で赤色になる、石膏、無水石膏、岩塩の蒸発残留岩層からなる。白亜系の下部——ネオコム階とアプト階最下部——も、赤色の陸成・ラグーン成堆積物（0.5～0.8 km）——砂岩、シルト岩と石膏、ドロマイト、マールの挟みをもつ粘土——である。アプト・オーブ階と白亜系上部の堆積物（1～2 km まで）は、海成で、圧倒的に灰色、まれに雑色の陸源・炭酸塩層で、主に粘土、生物起源の石灰岩、石膏を含む赤色堆積物の個々の挟みをもつシルト岩、砂岩、マールから成る。暁新統上部の石灰岩、始新統の砂・粘土・マール・石灰岩の海成層と交代する、石膏・無水石膏層は、暁新統下部（ゲン階を含む）のものである。暁新統と始新統の厚さは、1 km に及ぶ。

漸新統は、あまり厚くない、上部に石膏を挟む赤い粘土と砂岩で、大陸性のモラッセ・コンプレックスをつくる。中新統下部、中部は、その相対的な役割が中新統上部で増大する、礫と石膏の挟みをもつ赤い砂・シルトの堆積物でできている。鮮新統のモラッセは、基本的には、赤色礫岩と礫で、南タジク盆地内に成長した、隆起間の部分的な凹地を埋めている。新第三系の厚さは、3～5 km に達する。もっぱら灰色の礫岩、砂と黄土状のロームから成る、モラッセ・コンプレックスの上部（0.5～1 km）は、エオ更新統と更新統のものである。

凹地系と隆起系、そしてこれらを複雑にしている北東の褶曲系——盆地の南西部で南北方向、北東部で東北東方向——である、現在のバイスン・クギタング・南タジク地域の構造は、新第三紀に生まれ、地形に直接反映し、激しい地震活動をしながら、第四紀にも発達を続けている。この構造は、古い（前造山）、ほぼ東西の構造の場合——バイスン・クギタング隆起の場所では、薄くなった地帯がジュラ紀に、南タジク盆地では、最初の隆起の萌芽が白亜紀中期に、その成長を始めたが、古第三紀までそのまま残った——に重なった。バイスン・クギタング隆起は長さ約200 km、幅100 km までの複背斜で、南天山のヘルシニア褶曲構造（第二アルプス造山系）とは、北東で鋭角をなして接し、南西では、南タジク

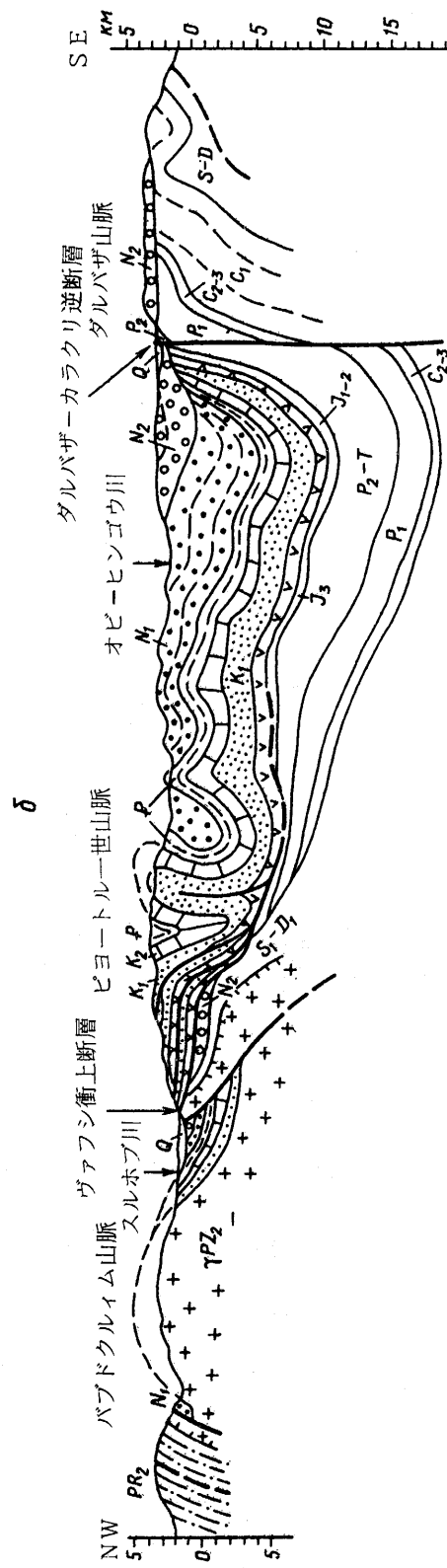
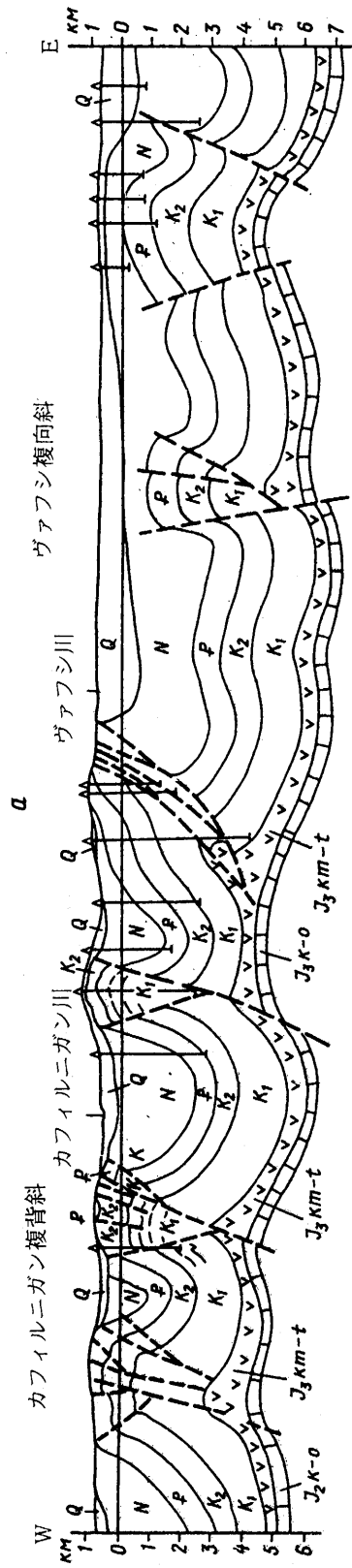
盆地南西部のわずかに変形した、新第三紀のモラッセの下に沈む(30図参照)。これは、いくつかの、線状褶曲、短軸で大きな直線状褶曲と、わずかに湾曲した褶曲——白亜紀とジュラ紀の岩石でできていて、背斜のコアのどこどころで、この下から先カンブリア時代-古生代の基盤が突き出ている——から成る。被覆層の褶曲は、チトン階の岩塩の流出、それと逆断層と衝上断層——これらは、断層と共に基盤の褶曲-地塊の変形に重要な役を演じていよう——で複雑になっている。

南タジク盆地は、南西に向かい、50 kmから300 kmまでに広がる。盆地は、この方向に扇形に広がる、新第三紀と第四紀のモラッセで埋まった、三つの複向斜帯から成り、広くて長い谷(西から東に)——スルハンダリン、バフシュ、最も深く沈下したクリュブ(前パミール山麓凹地の役をしている)——がこれに入る。これらの谷は、複背斜——白亜紀と古第三紀の岩石で出来ていて、地形には、低いカフィルガン、オビガラム山脈となって現れる——で隔てられている。この褶曲帯は、全体として、南東に広がる扇のような形をしている(タジク分岐)。複向斜中で、基盤は8~12 kmまで沈下する(クリュブ複向斜では、15~20 kmまで)が、複背斜中では、深さ5~8 kmの所にある。一般に、向斜は広く、傾斜が比較的緩やかで、背斜は狭く、楕形で、ふつうは、緩い衝上断層と逆断層——振幅が10 km以上あり、西の地帯では南東、東の地帯では北西への、地表付近での地塊移動がある——で切られて、複雑になっている。ジュラ系コンプレックスに比べ、白亜系-新生界コンプレックスの構造を複雑にする上で、大きな役を果たしているのは、チトン階の板状の岩塩層の地表での剝離と、背斜のコアと逆断層-衝上断層地帯中の収縮と絞り出し作用である(7図a)。しかし、白亜紀-新生代の褶曲-逆断層構造は、ジュラ紀の基盤に対し、完全に非調和的である、と見る、ある研究者の考えは、誇張されたものであろう。

バイスン-クギタング複背斜と南タジク盆地の西部の構造は、南天山のギッサル地帯との境になっている、ほぼ東西の南ギッサル断裂(この東部はバフシュ断裂と呼ぶ)と鋭角をなして接する。この断裂は、サルマト-ツラン・リニアメントの最も東の部分に当たり、現在の構造中では、右すべり移動-衝上断層(まれに覆瓦状移動-衝上断層系)で、これに沿って、南タジク盆地の中生代-新生代の被覆層が南天山山脈に衝上していて、後者に対し西に動いている。南東で、タジク盆地は、ダルバザ-カラクリ、または北パミール断裂によって、パミール褶曲構造から隔てられている。その構造的な本質は、十分には解明されていない。多くの研究者は、南落ちの衝上断層——これに沿って南タジク盆地の北と北西にパミール褶曲構造が衝上した——と見るが、ある地質学者(クフチコフ、ビンネチェンコ)は、ほぼ鉛直、あるいは急角度で北に落ちた逆断層で、これに沿って、南タジク盆地とその東の延長の中生代-新生代の層が、ところどころでパミールの北縁に衝上した、と考える。

南タジク盆地は、東で、狭い(30~50 km)、ほぼ東西のパミール-アライ(ダルバザ-アライ)地帯——パミール構造と天山構造を、これらが最も接近した所で隔てている——に移行する。その基盤の性質は、十分には明らかになっていないが、その下には、南タジク盆地の下にもある、先カンブリア界の基盤が延びているのであろう。この地帯の南縁に露出する中で最古の、二畳系上部の雑色の堆積物と三畳系の大陸性の礫質堆積物は、ところどころで3.5 kmに達する。ジュラ紀の堆積物(2 kmまで)は、礫岩の豊富なことと、火山岩のあるのが特徴である。白亜系下部は、赤い粘土、砂岩、礫岩でできている。白亜系上部と新生界はタジク盆地の堆積物に似ているが、ここでは新第三紀の赤色モラッセ(4 kmまで)が、はっきりとした不整合で、下のある岩石に載っている。

パミール-アライ帯の西の地域は、新第三紀-第四紀に非常に激しい隆起を行い、激しい風化侵食作用を受け、強い収縮の中で褶曲し、中生代の岩石から成る、高いピョートル一世山脈となる(7図, 6)。これより東の地域は、中生代のモラッセで埋められた、高さ3 km以上の所に平らな谷底がある、アライ谷の狭い山間盆地(その北翼は、南天山の構造に重なる)と、その南を縁取る、外アライ山脈北斜面



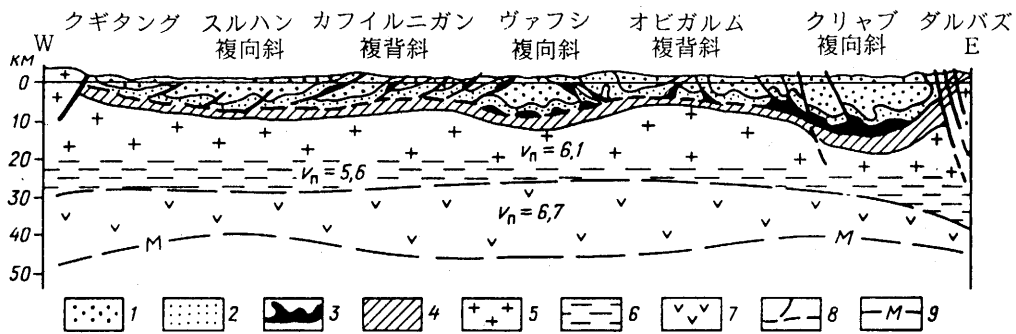
7 図 パミール-アラライスキ-地帯の南タジク盆地の地質断面

a-南タジク盆地のカフイルニガン複背斜とヴァシフ複背斜を通る断面 (作成, メシネバ, アレシナ, 1977) ;  
 b-ガラム城塞地方のパミール-アラライスキ-地帯の断面 (グセバ, 1983による)

の褶曲した中生界と古第三系が発達した地帯が占める。さらに東では、南天山、北パミール、昆崙山脈の構造の間が再び広がり、その間に、広いタリム地塊——中国プラットフォームの西の半ば隔離された地塊——が出現する。南タジク盆地とタリム・マッシューフの基盤にある、先カンブリア時代の地塊が、パミール-アライ帯の下で（しかし、ダルバザ-カラクリ断裂が衝上断層の性格をもつ、との説が正しいければ、一部は北パミールの下で）、直接つながり、一つのトルクメン-タジク-タリム帯をつくり、東ヨーロッパ・プラットフォームと中国プラットフォームを結びつけ、ウラル-蒙古変動帯と地中海変動帯を引き離している、ということもあり得ることである。

多くの地質学者は、南タジク盆地とパミール-アライ帯の被覆層の褶曲-衝上断層構造の起源を、新第三紀-第四紀に生まれたパミールの弧状構造が、北の天山山脈側に動き、両者が互いに接近したことによる、と考える。この場合、パミール地塊は、南タジク盆地とパミール-アライ帯に押しつぶせ断層で載ったか、一部は逆押しつぶせ断層でその下になり、それとともに、バクシュ-南ギッサル断裂に沿って南天山の上に押しつぶせたか、である。南タジク盆地の基盤にある地塊は、圧縮されて曲がり、南天山構造に対し、少し西に押し出されたが、岩塩を含む板状のチトン層の表面で中断した、被覆層中には、楕形の褶曲-衝上断層が発達した。ガラム地球力学調査区で再度行われた、高精度の天文測地学の測量資料によると、パミールと南天山の接近によって生じた、南タジク盆地東部の水平方向の収縮と変位による変形が、現在まで続いていることを示している。

南タジク盆地とバイスン-クギタング帯の地殻の深部構造は、M面が深さ45~40 km およびそれよりいくらか浅い所にあること、南天山とパミール側で50~55 km およびそれ以深にまで沈下すること、が特徴である。“花こう岩層”と“玄武岩”層の間の固化した地殻の中央部には、 $V_p=5.6$  km/sの地震波の低速度層（ウェーブ・ガイド）が現れる（8図）。



8図 南タジク盆地を横切る地殻の地質学的-地球物理学的断面(ベッケルら, 1983 による, 簡略化)

- 1 - 新第三系-第四系; 2 - 白亜系-古第三系; 3 - 岩塩を含む上部ジュラ系; 4 - 岩塩下のジュラ系-三疊系(?); 5 - ヘルシニア・コンプレックス-“花こう岩”層; 6 - 地殻の中央部の地震波のウェーブ・ガイド; 7 - “玄武岩”層; 8 - 衝上断層とデッケ; 9 - モホ面

南タジク盆地の有用鉱物の鉱床の中では、石油とガスの鉱床を特筆しなくてはならない。これらの鉱床は、暁新世-始新世、白亜紀、ジュラ紀後期の堆積物中にあり、おそらく、ジュラ紀前期-中期の陸源堆積物中にも存在する。南タジク盆地にも、バイスン-クギタング帯の西部にも、チトン層にカリ岩塩と岩塩の鉱床があり（ガウルダクなど）、後者には硫黄の鉱床もある。



## 主な発達段階

地中海変動帯の北縁は、メシア、スキフ、南ツラン卓状地プレートで占められていて、おそらく、原生代後期に、先カンブリア時代前期の大陸性の基盤の上に、東ヨーロッパ卓状地と共に形成されたものである。それを物語るのが、深層で変成作用を受けた始生代と原生代前期の岩石が、西部（南ドブルジア）と東部（バイスン・マッシーフ）にあること、ツアルキル帯を除く全地域で、本質的に酸性の火山岩を従属的にもつ、卓状地以前の堆積層が優勢なこと、である。

本質的な陸源の層に埋められた、ミオ地向斜に近い最古の凹地が、リーフェイ紀中期、後期に、この地帯に生まれ、カンブリア紀以前か、カンブリア紀に、褶曲と弱い変成作用を終了した、つまり、後期バイカル、あるいはサライル期のものである（中央ドブルジア、中央、前カフカスで）。しかし、メシア-スキフ-南ツラン帯の基盤形成でのこの、褶曲作用の役割は、あまり明らかでない。その中の固結したマッシーフ（メシア、カラボガズ、カラクムなど）の基盤の時代が、いろいろな研究者の意見では、前バイカル、あるいはバイカル、あるいは古生代の可能性があるからである。バイカル後期（またはサライル）輪廻の初め、古い大陸地殻はいくらか破壊（分断、尖滅）されたが、おそらく、どこでもその連続性は維持され、輪廻の最終段階の収縮と変成作用による変形過程で、再び厚さと固さを増したのであろう。

深い線状の凹地の新しい時代は、地中海帯の北縁では古生代前期（北ドブルジア、ツアルキル）、または中期（前カフカス、中央マンガイシラク帯）に始まった。これらは、だいたいヴェンド-リーフェイ紀後期の凹地を引き継いでいて、ただ場所によって（前カフカス北方地帯）、先カンブリア時代の基盤の上に重なった。大部分は、ミオ地向斜型の陸源または陸源-炭酸塩堆積物に埋められていて、ツアルキル凹地にだけ珪質-輝緑岩層、斑れい岩質岩、それとおそらく超塩基性岩(?)——優地向斜の性格を示すもの——が広く発達する。これらの凹地は、石炭紀前期の末に沈降を終えて、圧縮を受け、褶曲し（ステツィ相）、おそらく、二畳紀前期には、それをもう一度行った(北ドブルジア)。ヘルシニア凹地は、先バイカル、またはバイカル褶曲の基盤をもつ大陸地殻の比較的堅固な地塊で分離、あるいは縁取られていて、その一つは、オルドビス紀か古生代中期に、全体的に中程度の沈下を行った（メシア・マッシーフ、おそらく、カラクム・マッシーフの東部）が、その他は古生代中期末まで、または後期までも、相対的な隆起と強化された加熱作用——古生代中期、一部では後期の地殻の火成活動（貫入、噴火）とエピ帯の変成作用、至る所の緩い褶曲による変形と地塊の変形の原因となる——がそのまま続いた。ステツィ相の後、マッシーフ上の沈降地帯は拡大し、この中にモラッセ様の陸成層が堆積し、ところどころに酸性の火山岩が広がった。

地中海帯北縁の地質学的発達の中での二畳紀後期と三畳紀、場所によってジュラ紀の初めは、独自の“漸移期”で、そのいろいろな地域での構造的アクチビゼーションと、構造体制の変化が注目される。ツリチン（ドブルジア中）、北クリミア、沿アゾフ海、マンガイシラク、ツアルキルのような、この地帯のある地域には、古生代褶曲帯の場所に、比較的深い、断層で限られた凹地が生まれた。これは、陸源-炭酸塩堆積物の厚い層で、また、三畳紀後期に火山起源の岩石で、埋められた。これらの凹地は、三畳紀末、まれにライアス世、つまり古キンメル期に消失し、線状の褶曲による変形を受ける。他の地域には、二畳紀後期により狭い地溝ができて、三畳紀まで発達を続け、この中に赤色碎屑物の層が堆積した。本質的には古期マッシーフに属するが、一部に古生代褶曲帯（たとえば、東-前カフカスで）をも含む、第三の地域には、陸向斜に似た広い盆地が形成され、より薄い、赤色の陸源堆積物と陸源-炭酸塩堆積物、それと三畳紀後期の火山岩で埋められている。最後に、地中海帯の北縁の多くの地域は、二

畳紀後期と三畳紀に隆起し、侵食された。

地中海帯の北縁地域は ジュラ紀に卓状地プレートの発達段階に入る。その東部（南ツラン卓状地、東、前カフカス）は、ほとんど至る所でライアスまたはドッガー世に沈降し始めるが、中央-前カフカスと平地クリミアでは、白亜紀前期にそれが始まり、中新世まで続く。スキフ卓状地と南ツラン卓状地プレートの断面での陸源層と炭酸塩層の交代は、ロシア卓状地プレートやアルプス帯（山地クリミア、大カフカス、コペトタグ）の隣接地域と多少の差はあれ同時に起きたが、これは、これらの地域に共通した気候変化によるものである。陸源物質の主な供給源は、北方の、東ヨーロッパ卓状地とウラル-蒙古帯にあった。

中新世前期末に、いくつかの古キンメル褶曲帯（マンガイシラク、ツアルキル）は、再度、緩い褶曲による変形と隆起を行った。中新世中期に、全体的な、小さな沈降を再開したが、中新世末から、いくつかの地域（平地クリミア、中央-前カフカス、ウスチュルト）では、これが弱い隆起に転じた。

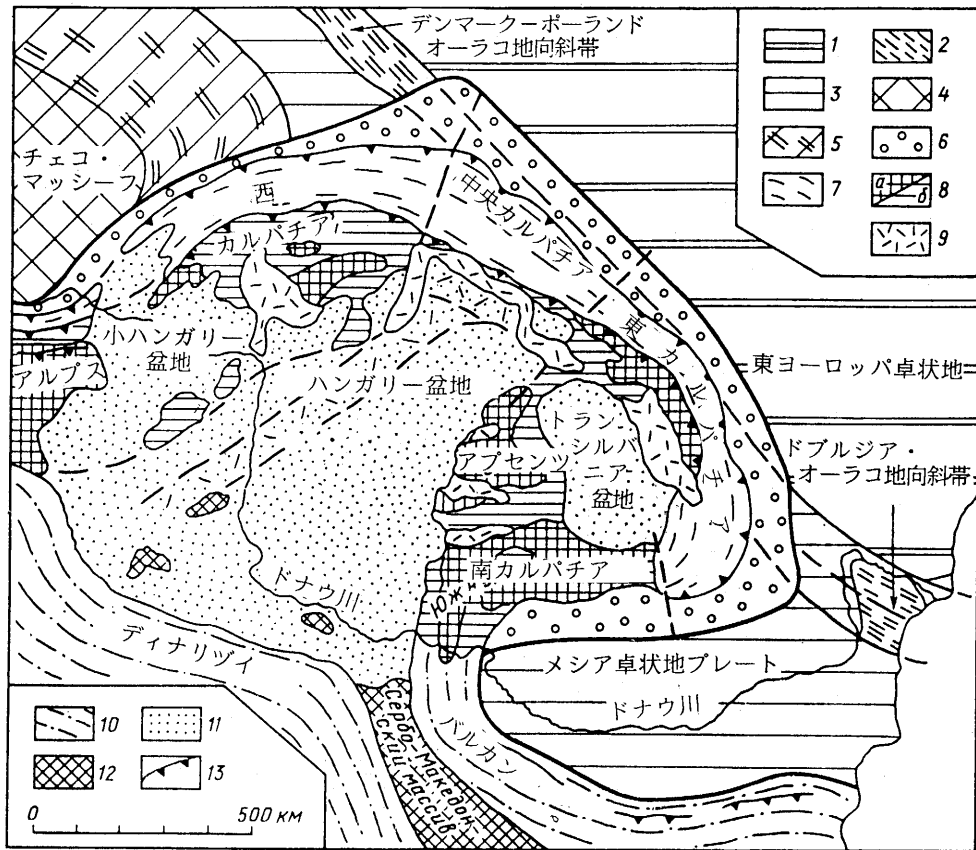
発達したパミールと南天山の構造に接する、地中海帯北縁の東部地域は、古第三紀末から激しく沈降して、南タジク盆地に変わり、非常に厚く、上部に向かってしだいに粗粒になり、衝上断層で複雑化した線状の褶曲系中で擾乱されている、大陸性モラッセで埋まっている。その西に背斜構造をもつバイン-クギタング山地が誕生する。

上に挙げたデータが示すように、地中海帯北縁は、古生代以前、おそらくリーフェイ紀前の基盤と、古生代-三畳紀とジュラ紀-新生代の被覆層をもつ古い固化したマッシーフが非常に広く（たぶん、前カフカスを除いて）分布し、反対に、ヘルシニア、古キンメル褶曲帯の発達が限られているのが特徴である。その多くは、陸源-炭酸塩堆積物で埋まった、比較的狭い凹地の場所に形成されたが、ツアルキルのヘルシニア凹地だけは、ほとんど火山起源-珪質層で埋められた。これらの凹地——ダブルジア、マンガイシラク、古キンメル・ツアルキル——は、その位置、形態、地層により、オーラコ地向斜と見なすことができ、これらを隔てる、はるかに広く堅固なメシア、南ツラン卓状地地塊は、メタ卓状地マッシーフと見ることができる。この場合、南ツラン卓状地は、ドネツコ-北ウスチュルト・メタ卓状地地域の南東の延長であり、共に広大なドネツコ-ツラン・メタ卓状地地域——ウラル-蒙古帯と地中海帯を隔てて、東ヨーロッパ卓状地と中国卓状地を結ぶ一環になっている——に入れることができる。しかし、南ツラン卓状地プレートとメシア卓状地プレートの構造的な性質のこうした解釈は、今のところ、その中生代以前の基盤の直接研究によって立証された、と考えることはできない。

### カルパチア褶曲地域

ソビエト連邦には、長さ約300 km の、カルパチア褶曲系の小さい地域がある。北東に急に突き出た形に折れ曲がった、全長1500 km 以上のカルパチア褶曲系は、アルプス褶曲構造の北方分枝の一環で、西ではアルプス構造に、南東ではバルカン構造に、移行する（9 図）。これは、地形には、個々の高山部分（3～5 km まで）をもつ、中程度の高さ（1～2 km）で、深い森林に覆われ露出した所の少ない、山脈の集まりで、北東のヴィスラ、ドニェストル、ブルート川流域と、南西のヴェンガルスカヤ、またはドナウ川中流低地の水を集めるドナウ左岸の支流チサ川とドナウ中流流域の間の分水嶺になっている。

カルパチア系は、横断面では次のように分けられる：1）前カルパチア周縁凹地、主として中新世のモラッセで埋まった、2）これに衝上した外側メガゾーン、白亜紀と古第三紀の陸源フリッシュから成り、中新世に周縁凹地側、つまり北、北東、東に倒れた褶曲に加わり、覆瓦状構造の衝上断層とデッケ



9図 カルパチア褶曲地域の構造的位置と地域区分

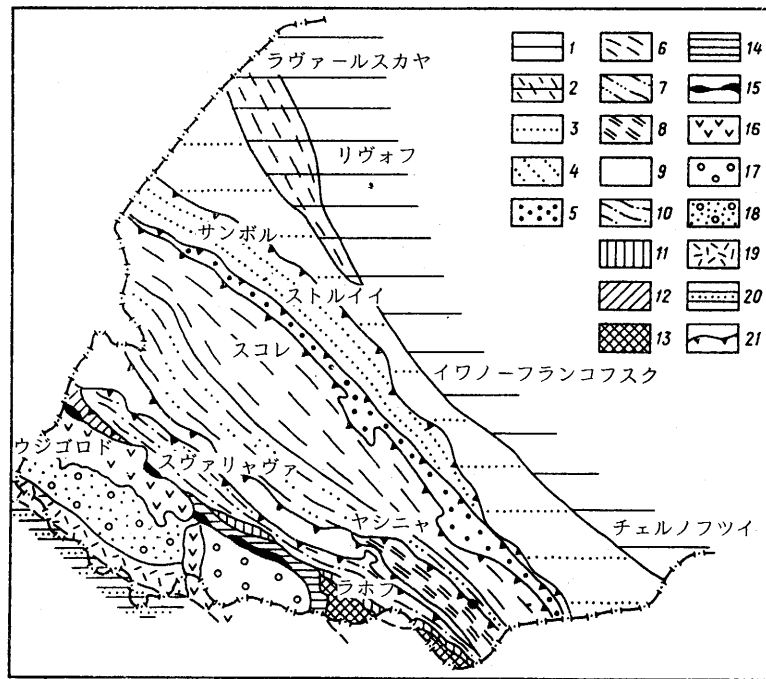
1 - 東ヨーロッパ古期卓状地； 2～3 - メタ卓状地地域； 2 - オーラコ地向斜褶曲帯， 3 - 卓状地プレート被覆層； 4～13 - 地中海変動帯； 4～5 - 東ヨーロッパ古生代褶曲地域； 4 - チェコ中央マッシーフ； 5 - 古生代褶曲帯； 6～13 - アルプス褶曲地域； 6 - 前カルパチア， 前アルプス周縁凹地； 7 - カルパチアとアルプスの外側メガゾーン（フリッシュ性）； 8 - カルパチアとアルプスの内側メガゾーン：先カンブリア時代と古生代（a），中生代（b）； 9 - 内陸盆地の被覆層下と地表の新第三紀の火山帯； 10 - バルカン， ディナリツィ褶曲構造； 11 - 新第三系と第四系に埋められた内陸盆地； 12 - 内陸盆地の基盤の突出； 13 - 巨大なアルプス衝上断層とデッケの前線

の面で切られている， 3）内側メガゾーン， 変成した古生層と三疊系 - 白亜系下部ミオ地向斜層， 白亜紀中期と白亜紀末に， 押しつぶせ断層があったが， その後， 古第三紀と主として第四紀にわずかに変形し， 一部は沈降に転じた， 4）広く深いハンガリー盆地， 古いチサ・マッシーフを含む， 起源を異にする基盤上に載り， 新第三紀と第四紀の厚いモラッセに埋められている． 構造上の特性によって， カルパチア系は， 横方向に， 四つの部分——ポーランド， チェコスロバキア内にある西部， ソビエト領にある中央部， ルーマニア内にある東部と南部——に分かれる． 西カルパチアには， 二つのメガゾーンが良く出ている． 内側メガゾーンは， 後カルパチア山間凹地とハンガリー内陸盆地の新第三紀と第四紀の堆積物の下に隠れているが， 中央（ウクライナ）カルパチアでは， 外側メガゾーンだけである． 東カルパチアには， 二つのメガゾーンがあるが， 内側メガゾーンの一部は， 上に重なったトランシルバニア山間盆地の下に隠れている． 南カルパチア（トランシルバニア・アルプス）は， 内側メガゾーンだけが発達した． 中央カルパチアと東カルパチアは， 東ヨーロッパ卓状地と接している． 西カルパチアは， 北で中部ヨーロッパ・メタ卓状地地域とチェコ・マッシーフに， 南でメシア卓状地プレートに接している．

カルパチアの地質調査は、19世紀～20世紀初頭、オーストリア-ハンガリーの学者（ウーリグラ）によって始められ、アルプスの研究で得られたデッケ構造の考えを、ここに当てはめた。第一次大戦末、オーストリア-ハンガリーが崩壊した後、カルパチアの研究は、チェコスロバキア、ポーランド、ハンガリー、ルーマニアの地質学者らが続けた。前カルパチアと後カルパチアのウクライナ地方と、ソビエトのウクライナが、1939～1945に統合した後、ウクライナ・カルパチアでボグダノフの指導の下に地質調査が行われ、その結果、デッケ構造説が再検討されて、鉛直運動で生まれた複背斜が主役、という結論が出された。しかし、最近のヴァーロフ、スラヴィン、ハイン、グルシュコ、クリチツキー、クルグロフ、ロミゼ、ベエル、フィゾバ、ルダコフ、それと多くの外国の地質学者の研究とボーリングの資料によると、カルパチアの二つのメガゾーンの形成には、押しつぶせ-衝上断層が大きな役割を演じた。

### 地質構造

カルパチアのウクライナ地区の地質構造の中では、主な三つの地帯——前カルパチア周縁凹地、それに衝上した、カルパチアの外側（フリッシュ性）デッケ-衝上断層構造、カルパチアの内側メガゾーンに重なる後カルパチア山間盆地——が区分される（10図）。



10図 ウクライナ・カルパチアの構造の帯状分布図（クルグロフらによる、加筆）

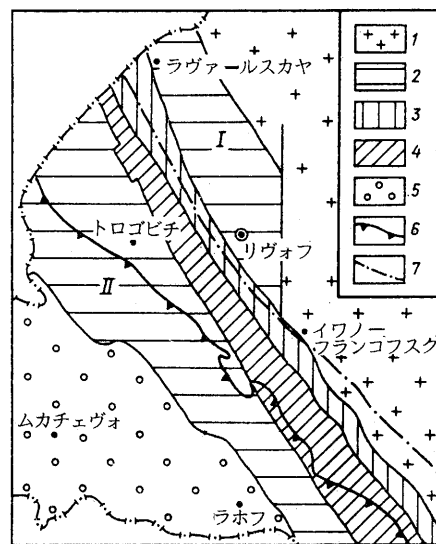
1-リヴォフ盆地、先カンブリア時代の基盤をもつ；2-バイカル-カレドニア基盤をもつ、南方のラヴァールスカヤ帯；3-5-前カルパチア周縁凹地：3-外帯；4-サンボル亜帯；5-ポクチエ-ボリスラヴ亜帯；6-15-外カルパチアのアルプス褶曲-デッケ構造：6-スキバ帯；7-クロスネン帯；8-チェルノゴル帯；9-デュクリャン帯；10-ポルクレッツ帯；11-ラホフ帯；12-マグル帯；13-ラホフ（マルマロシュ）結晶質マッシューフ；14-マルマロシュ-クリッペ帯；15-ペニン-クリッペ帯；16-ヴィゴルラト-グチン火山脈；17-ソロトヴィン（チサ上流）山間盆地；18-チョップ-ムカチーフ山間盆地；19-ベレゴヴォ火山脈；20-パノン山間（内陸）盆地の周縁帯；21-非常に大きなデッケの前縁帯

中新世のモラッセで埋まった、広さ数10 kmの前カルパチア周縁凹地は、横断面では、はっきりと非対称である。この中は、内帯と外帯に分けられる。外帯には、中新統中部とサルマチア階下部の堆積物が分布する。これは、変形した古生界下部-中部と、ジュラ系と白亜系上部の堆積物から成る、ロシア卓状地プレートの周縁（リヴォフ盆地とウクライナ楕状地の南西斜面）に海進によって載っている。

内帯は、中新世前期-中期の岩塩を含む、礫質の厚い層——これは、古第三系に整合に重なって、最も外側のカルパチア地向斜のフリッシュの残留部分に堆積した——によって埋められた。最初、激しく沈降した前カルパチア凹地の内帯は、デンマーク-ポーランド・オーラコ地向斜帯の南東への延長である、バイカル-カレドニア褶曲帯により、ロシア卓状地プレートから隔てられた(11図)。この前カル

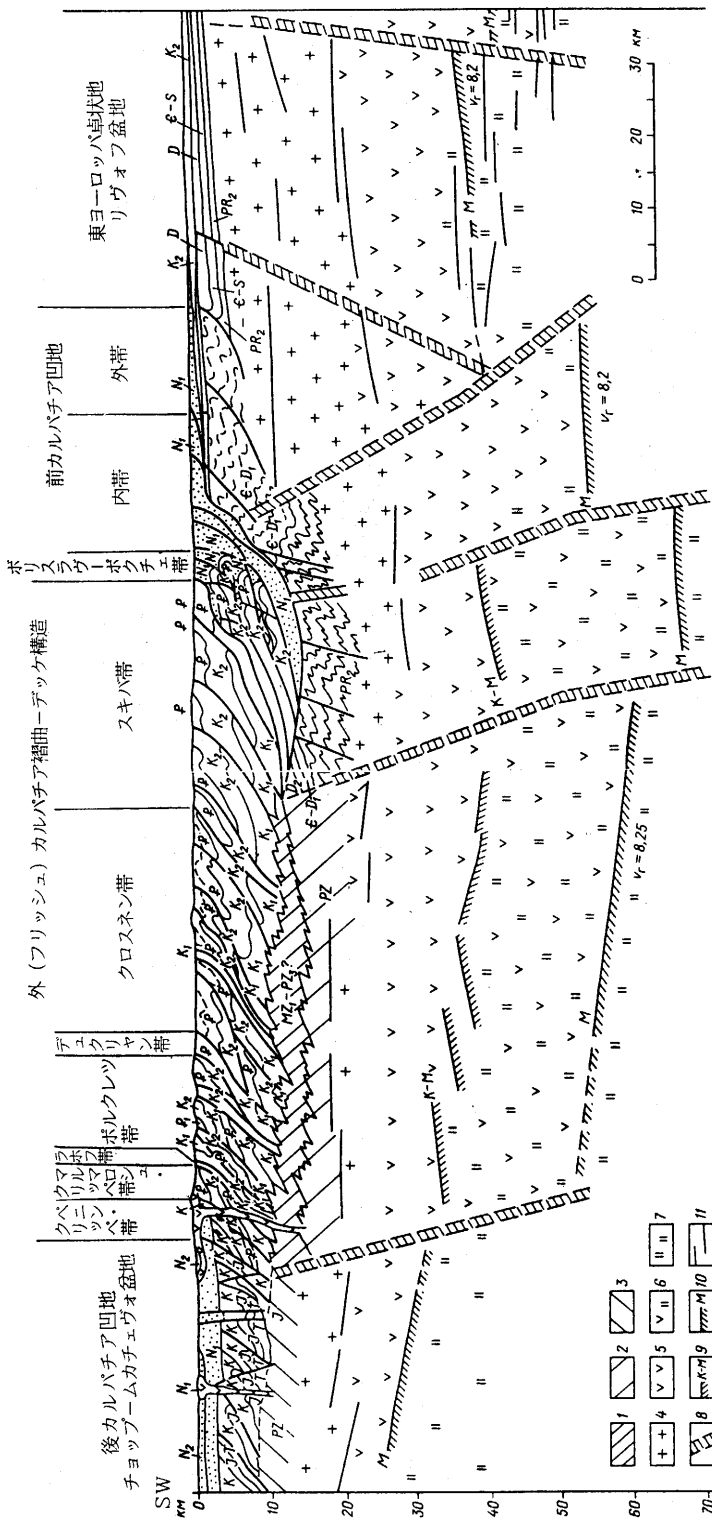
パチア周縁部は、中新世前期に隆起して、削剝作用を受け、褶曲と隆起を行ったカルパチア・フリッシュ・メガゾーンと共に、前カルパチア凹地の内帯に礫質物をもたらす源になった。中新世中期に、周縁凹地の内帯は、ほぼ完全に埋められたこのバイカル-カレドニア構造の上に、またその後、中新世後期には、周縁凹地の外帯に衝上した。外帯は、中新世の堆積物が、全体として緩く南西に傾いているのが特徴で、これは、内帯側でのいくつかの縦走断層と撓曲に沿う、短軸褶曲と階段状の沈降によって、複雑になっている。外帯上への内帯の緩い衝上断層の水平方向のシフトは、10 kmに達する。中新世のモラッセは、下に広がる白亜系上部と古第三系のフリッシュと共に、激しい収縮中に、内帯の褶曲した基盤から引き離されたり、北東方向に過褶曲したり、横臥褶曲さえもし、前縁帯では比較的急で、南東部で緩く、しばしば、それ自身も緩く褶曲する、衝上断層の面で分裂して、いくつもの覆瓦構造をつくる。中生代以前の基盤の最上部は、周縁凹地の内帯では、5~10 kmまで沈下している(12図)。

外(フリッシュ)カルパチアのアルプス褶曲-デッケ構造も、はっきりと非対称で、一方向に動く構造をもつ。シフトが最高20~30 kmの非常に緩い衝上断層の面に沿って、周縁凹地に衝上し(ウクライナ・カルパチアで北西に、ポーランド、チェコスロバキアで北と北西に、ルーマニアで東に)、ところどころで、ほぼ完全に内帯を覆っている。南西縁の狭い地帯を除くと、この構造は、複雑に褶曲したフリッシュと、それと相の上で関連がある、白亜紀と古第三紀の陸源堆積物から成り、全部の厚さは最大6~8 kmである。この基盤は露出していない。フリッシュ・カルパチアのウクライナ地区の地質図では、ボグダノフの命名による三つの横に延びた地帯、外側複背斜帯、中央複向斜帯、内側複背斜帯が区別されている。第一と第三の地帯で、白亜系と古第三系の露頭が交代しているが、これらを隔てている地帯は、古第三系、主に漸新世の堆積物から成る。現在、研究者の多くは、カルパチアの構造上の特性——至る所の過褶曲、顕著な北東への全体的な地塊



11図 前カルパチアの基盤の構造の帯状分布図  
(ヴィシュニャコフとウトロビンによる)

- 1 - 東ヨーロッパ卓状地の前バイカル基盤；
- 2 - バイカル褶曲帯；(I - ロストシ帯, II - レジャ・マッシューフ)；
- 3 - カレドニア褶曲帯(ラヴァールスカヤ帯)；
- 4 - サライール褶曲帯(コハノフ帯)；
- 5 - カルパチア・アルプス造山帯；
- 6 - カルパチア衝上断層の前縁；
- 7 - 前カルパチア周縁凹地の外側の境界



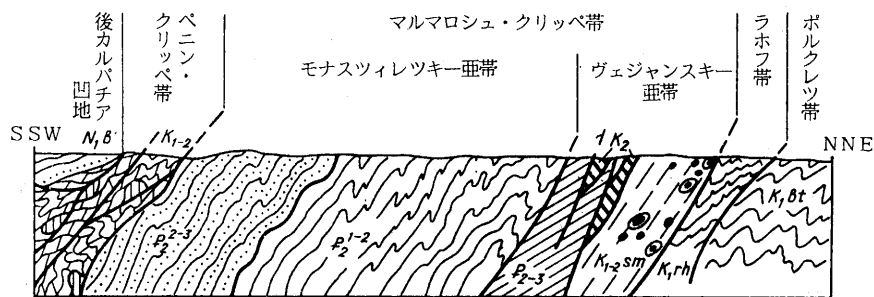
12図 ウクライナ・カルパチアの地殻の地質学的 - 地球物理学的断面  
(グルシユコ, クルゴロフ, ソルログフ, チェクノフら, 1986による, 簡略化)

1 - 中生代前期 - 古生代後期の前フリシユ・コンプレックス, 一部が基盤から離れた; 2 - フリシユ・カルパチアの古生代の基盤; 3 - 後カルパチア凹地の変成した古生代コンプレックス; 4 - "花こう岩"層; 5 - "玄武岩"層; 6 - 地殻 - マントル・コンプレックス; 7 - 上部マントル; 8 - 地震のデータで認められた, 地殻中の大断裂; 9 - 地殻 - マントル・コンプレックスの面; 10 - M面; 11 - 固化した地殻の反射面

移動、白亜紀と古第三紀にフリッシュ・ベースン底が上で分裂した、狭い凹地の特別な部分から成り、種々のタイプの断面をもち、広域的に出現する多くの押しつぶせ地塊の覆瓦構造の存在——を考慮して、外カルパチアの中に一連の構造-相地帯（ポーランドとチェコスロバキアの地質学者の命名によると、"構造单元"）を設けることを提唱しているが、これは、同じような、または似た断面をもつ大きなデッケ、またはデッケ群である。

ボグダノフが区分した外側複背斜帯と一致する、外側の、スキバ帯\*は、逆転した背斜褶曲から発達した、いくつかの（6以下でない）部分的な衝上断層による覆瓦構造から成る。ポーランド・カルパチアでスキバ帯は尖滅する。この上に南から衝上するクロスネン（あるいはシレス）帯は、ボグダノフの中央複背斜帯に当たり、本質的には漸新統で、櫛状で北東に傾き衝上断層で切られた背斜と、より広い向斜とから成る。その南西には、クロスネン帯上に、またお互いに、衝上している、さらに狭く、白亜系と古第三系のフリッシュから成り、共にボグダノフの内側複背斜帯と一致する、チェルノゴル、デュクリャン、ポルクレッツ、ラホフ、マグル帯が続く。

フリッシュ・カルパチア構造の中央部と西部の南縁は、非常に狭い（5～15 km）が長い（500 km）"クリッペ帯"で、三畳紀、ジュラ紀そして古第三紀の堆積物から成り、相変化の激しいことと、複雑な覆瓦構造に特徴があり、変成した中生代の石灰岩、まれに砂岩、グリットから成るクリッペの形の突出した地形になっている。この中には、また、構造的に近く、北に衝上した地帯に分かれる。すなわち、狭いフリッシュ帯で隔てられた、マルマロシュ・クリッペの北の地帯と、ペニン・クリッペの南の地帯である（13図）。クリッペ帯には、典型的なフリッシュ堆積物とフリッシュ様堆積物と共に、オリストスト



13図 ペニン、マルマロシュ・クリッペ帯の地質断面（クルグロフ、スミルノフ、1988による）

K<sub>1</sub>bt-ベロチセン層；K<sub>1</sub>rh-ラホフ層；K<sub>1-2</sub>sm-オリストリスとオリストストロームがあるソイムリ層；K<sub>2</sub>-プホフ、ヤルムト層；P<sub>2-3</sub>-メトフ、ルト層；P<sub>2</sub><sup>1-2</sup>-トプル層；P<sub>2</sub><sup>2-3</sup>-ドラゴフ層；K<sub>1-2</sub>-構造的な剥離地塊("クリッペ")をもつティッサリ層とプホフ層；N<sub>1</sub>b-中新世のモラッセ（バデン階）

ローム（主に白亜紀中期）、砂岩、礫岩、そしてマールと石灰岩の層が分布する。根なし"クリッペ"は、より新しい堆積物の間の、三畳紀、ジュラ紀、ネオコム期の岩石のバイオハーム、オリストリス、構造的な剥離地塊である。クリッペ帯の岩石は、おそらく、狭い相対的な隆起部——外側メガゾーン（マルマロシュ・クリッペ帯）の一部のフリッシュ凹地を分けるか、カルパチアの内側メガゾーン（ペニン・クリッペ帯）との境となった、コルジレラ——の中に堆積したのであろう。

チサ川上流から南東、250 km にわたって、原生代と古生代の変成岩の巨大なマルマロシュ・マッシューフが、フリッシュ・メガゾーンの南西を縁取っている。その主要部分はルーマニア・カルパチアに

\* スコバ（ウクライナ語）——ブラウにより切られ、押しのけられた土

あるが、小さな北西部（ラホフ・マッシーフ）は、ソビエト連邦内にある。マルマロシュ・マッシーフは、フリッシュ・メガゾーン上に衝上しているが、ある研究者はこれを、外カルパチアのメガ複背斜の基盤、あるいは古い核と見なしている。しかし、詳細な地図作成とボーリングの資料は、マルマロシュ・マッシーフの構造が、ジュラ紀後期の炭酸塩-火山起源の堆積物と白亜紀前期のフリッシュ堆積物上に衝上した、いくつかのデッケが“詰まった”、異地性であることを示している。マルマロシュ・マッシーフの異地性覆瓦構造には、原生代-古生代中期の変成岩層と、ほとんど変成していない、古生界上部、三畳系、ジュラ系がある。マルマロシュ・マッシーフの異地性の層の水平移動量は、最低数10 kmで、ある地質学者の意見によると、上部の層は、100 kmをはるかに越える移動を行った。これらは動いて、内側メガゾーンからフリッシュ凹地上に衝上し、ここで、北と北北東への大きな水平移動と、多くの階のデッケの形成を伴う、激しい圧縮による変形が、主として白亜紀中期に起こった（オーストリア相）。

ペニン・クリッペ帯の南西は、クリッペ帯を切る南西に倒れた衝上断層より後にできた、急で落差の大きい、断層型擾乱で周囲を限られている。これは、地震学の資料によると、上部マントルに達する後カルパチア深層断層が地表に出たもので、外カルパチアのウクライナ地区と、内カルパチアの細分された基盤に載った後カルパチア山間（後背）盆地とを隔てている。この中には、フスト横断断層で隔てられた、深さ2~3.5 kmの二つの盆地が見られる。ソロトヴィナ（チサ川上流）盆地は、始新世-漸新世の陸源堆積物と、それを不整合に覆う中新世の凝灰質堆積物と岩塩を含むモラッセで埋められている。その緩やかな層理は、中新世中期の岩塩核をもつ、いくつかのダイアピル構造で、複雑になっている（ソロトビナ）。より西のチョップ-ムカチェヴォ盆地では、第三系が薄い鮮新世-更新世の堆積物に覆われている。

チョップ-ムカチェヴォ盆地の西と北を限り、この盆地とソロトヴィン盆地を隔て、後者の南を縁取る横断断層と縦走断層と一致して、強い侵食作用を受けた、曲がりくねった中新世後期の成層火山の火山脈があり、この火山は安山岩と安山岩質玄武岩でできている。このヴィゴルラト-グチンスキー山脈は、陸上の火山活動が強力に出現した地帯で、北西のスロバキアの内カルパチアの南縁から、南東、ルーマニアのカリマン-ハルギット火山脈まで、700 km にわたって延びている。もう一つの——ベレゴヴォ——火山脈は、チョップ-ムカチェヴォ盆地の南を限り、東でヴィゴルラト-グチンスキー山脈の東部と合流する。この山脈は、中新世中期、後期のより酸性の火山岩から成り、中新世と鮮新世の厚さ4~5 km までの堆積物に埋められた、広いパノン内陸盆地と後カルパチア盆地とを隔てている、大きな横断断層に縁どられている。パノン盆地の基盤の面に、緩い傾斜の断層に限られ、中新世の酸性の火山岩と堆積物で埋まった、北東方向の埋積地溝系が存在することは、この地殻が中新世に分裂し、大きな水平方向の張力を受け、鮮新世に全体的な沈降に転じたことを示している。

深層地震探査のデータによると、カルパチアの深層構造は、地殻が55~65 km まで厚く（ウクライナ楕状地の南西斜面での40~45 km と比べて）なり、前カルパチア凹地の内帯下で最大になるのが特徴である。フリッシュ・カルパチアの下で、M面は、しだいに南西に向けて50~45 km まで上昇し、その後、カルパチアと後カルパチア盆地、後カルパチア盆地とパノン盆地の境と一致する、二つの急な崖により、飛躍的に-30 km、そして-25 km にさえも上昇する特徴がある。パノン盆地の下で地殻が急に薄くなるのは、10 km、そして5 km にさえも薄くなった“玄武岩層”のためである。パノン盆地の下では、“花こう岩”の下部に、後カルパチア盆地の下では、“玄武岩層”の下部に、地震波の速度低下が認められるが、これは、まだ冷えきれない、地殻のマグマ溜りの存在を反映するものであろう。

前カルパチア下の地殻が厚いのは、深く沈降したことで、いくつかの造構輪廻の間（原生代から新生代まで）の再三の褶曲相での地殻をつくる物質の集積の結果、を示しているであろう。後カルパチア



とパノン盆地の地殻の伸長と急に薄くなるのは、新第三紀のマントル・ダイアピルの誕生と上昇の結果で、これに伴って、地殻の最下部の相転移と、それに応じたM面の上部への移動があったのであろう。マントル・ダイアピルが存在することは、カルパチアとパノン盆地の中新世、一部で鮮新世の強力な火山活動、フリッシュ・カルパチア中での、平均値の2倍を越える、異常に大きな熱流量、パノン盆地の下で岩流圏が突き出ていることを示す深さ50~60 kmでの地震波の速度の低下、が証明している。

## 層位学

ウクライナ・カルパチアで認められた、原生界と古生界は、マルマロシュ（ラホフ）・マッシーフに露出し、前カルパチア凹地の基盤でボーリングで採取された。中生代以前の基盤も、内カルパチアのソロバキアとルーマニアの多くの地方に出ている。マルマロシュ・マッシーフの中生代以前のもは、ルダコフらのデータによると、さまざまなデッケに属していて、露頭が切れ切れなため、層位学的関係が十分に明らかでない、いくつかの岩石コンプレックスである。その中で最も古いのは、累進変成作用の年代は8~9億年とされているので、リーフェイ紀後期以前の斜長片麻岩、雲母片岩、角閃岩のペロトク統である。リーフェイ系上部-ヴェンド-カンブリア系下部に入るのは、緑泥石片岩、絹雲母片岩、珪岩、大理石と斑岩質岩のデロヴェツ統（2 km以上）である。その緑色片岩変成作用の年代は、5~5.4億年とされ、これは明らかに、バイカル後期またはサライール構造火成活動期を示すものと推定することができる。

変成した塩基性火山岩と陸源の岩石と炭酸塩岩（緑泥石・絹雲母片岩、珪岩、石灰岩、ドロマイト）は、厚さ数キロで、時代はオルドビス(?) - 古生代中期である。3~3.3億年とされる、後のエビ帯変成作用期と、それと同時の花こう岩の貫入は、ヘルシニア輪廻の石炭系内（ズデーテン）構造火成活動相と一致する。マルマロシュ・マッシーフに、断続して分布している、石炭紀中期-後期の炭質頁岩、砂岩、礫岩、凝灰岩と、二畳紀の赤色と灰色の礫岩、砂岩、シルト岩、泥岩、酸性火山岩（ベルカノ型）は、後期ヘルシニア造山期のモラッセに当たる。前カルパチア周縁凹地の下に、強く褶曲した原生界上部と古生界下部の堆積物が発達する、背斜帯が埋没していて、これは、デンマーク-ポーランド・オーラコ地向斜帯の露頭（スヴェントクシスキー山脈中）の南東の延長である。その断面は、ボーリングと、中新世のモラッセ中に再堆積した岩層の研究データ、スヴェントクシスキー山脈の断面からの類推によると、厚い、灰緑色、灰色、赤色の千枚岩化した頁岩と、リーフェイ-ヴェンド・コンプレックスの薄い珪岩の挟みがあるシルト岩、カンブリア紀の黒色砂岩-シルト岩-粘土岩（1 km以上）、シルル紀の石灰岩の挟みがある黒色泥岩層（1.5 km以上）を含む。この地帯の岩石はバイカル、サライール（5~5.2億年の変成作用の時代に当たる）、ヘルシニア時代の変形を受けている。これらは、南東で、フリッシュ・メガゾーンの衝上断層の下になり、後に、再びダブルジアに現れる。フリッシュ・カルパチア下の大部分の中生代以前の基盤構造は、不明である。

三畳紀とジュラ紀の堆積物は、クリッペ帯に露出し、また内側メガゾーンに広く分布している。前カルパチア凹地では、ボーリングで、ジュラ紀中期の灰色の砂-粘土の堆積物と、成層した礫性、一部は珪化作用を受けたり、ドロマイト化作用を受けた、ジュラ紀後期の石灰岩が採取された。ドッガー統の全体の厚さは、ロシア卓状地プレートの周縁からカルパチア側に、数10 mから0.5 kmまで、マルム統では、1~1.5 kmまで増加するが、このことから、フリッシュ・メガゾーン中に、ジュラ紀の堆積物が広く発達していると推定できる。その存在は、この中に、チトン期のファウナを含む石灰岩と塩基性火山岩の再堆積した岩層があることで証明される。マルマロシュ・マッシーフに、三畳紀のすべての統

のファウナを含む石灰岩、ドロマイト、礫岩、砂岩、それにジュラ紀のすべての統の砂-粘土-炭酸塩堆積物が、断片的に分布する。ラホフ帯の白亜紀前期のフリッシュに衝上した、マルマロシュ・マッシーフの覆瓦構造の下部——カメノポトク——では、カルパチアのソレイト玄武岩-玄武岩質の前期アルプス火山活動の主たる激動期を記録している、輝緑岩質ひん岩、火山碎屑岩、礫岩、生物起源の石灰岩層（700 m まで）は、オクスフォード-チトン階のものである。

マルマロシュ・クリッペ帯では、三畳紀(?)とジュラ紀後期の石灰岩の礫と碎屑物は、白亜紀のオリストストロームの構成要素である。ペニン・クリッペ帯では、三畳系上部の石灰岩、砂岩とグリット、ライアス-アーレン統の泥岩、砂岩、マール、石灰岩、フリントのレンズとバイオス階、マルム統のすべての階のアンモナイト、腕足類の遺骸をしばしば含む石灰岩が、碎屑物の形で存在する。正常な断面がないため、三畳紀とジュラ紀の堆積物の完全な厚さは、クリッペ帯では不明である。三畳紀のすべての統と白亜系下部のもっぱら炭酸塩の堆積物は、全体の厚さが数キロで、ポーランド、スロバキア、ハンガリー、ルーマニア・カルパチアの内側メガゾーンに広く分布する。

外側メガゾーンの白亜紀と古第三紀の堆積物は、厚さ 6~8 km までの完全な陸源のフリッシュ超層をつくる。典型的なフリッシュ・リズムをもつ砂-シルト-粘土質堆積物と共に、いろいろな部分、いろいろな層準に、炭酸塩フリッシュ、リズムが不明瞭なのが違うフリッシュに似た陸源堆積物、古い岩石の礫と碎屑物を含むオリストストローム("異常フリッシュ"), 泥岩、砂岩、マールの層、そしてフリッシュ超層の下層には、火山岩もある。フリッシュの多くの層に、また泥岩、砂岩層中に、多数の黒色フリントのレンズと挟みがある。

外カルパチアのフリッシュ・コンプレックスの構造の違いは、フリッシュ盆地の構造的-相的累帯分布——これは、隣接する凹地に碎屑物を供給する、より狭い、楕形の相対的な、時には絶対的な隆起(コルジレラ)で隔てられた、さらに狭い凹地が内部に存在することによる——を反映している。フリッシュ盆地の発達する中で、この累帯分布は、新しいコルジレラの出現によって、いくらか複雑になった。外カルパチアの褶曲-衝上断層の形成によって、一部の凹地は、特徴のある、典型的な白亜系と古第三系の断面をもつ、別々のデッケになったが、コルジレラは、一般に、より南の覆瓦構造の覆瓦地塊に覆われて、まれに(マルマロシュ・クリッペで)地表に現れるだけである。白亜紀-古第三紀のフリッシュ・コンプレックスの研究は、組成が単一で、違った断面に岩石学的に似た層があり、大型の動物化石が極めて乏しいため、非常に困難である。現在の層序図は、微古生物学のデータを広く活用して作られたものである。

下部白亜系の下層準(ベリアス-バレーム階)は、フリッシュ・ウクライナ・カルパチアの最も内側の地帯に露出するだけである。ラホフ帯では、これらは黒色泥岩で、砂岩、礫岩、陸源の炭酸塩のフリッシュの挟みがある(1 km まで)。ラホフ帯の北を限っているブルクト衝上断層の前縁部には、バレーム期の石灰岩、凝灰質角礫岩、塩基性の溶岩がある。このように、この地帯では火山の噴火が、オクスフォード期からバレーム期までであった。ラホフ帯の白亜系下部の全体の厚さは、2~3 km に達する。より北の地帯では、陸源のフリッシュ(1 km 以上)である白亜系下部の上の部分(バレーム-オーブ階)しか露出せず、これはスキボヴ帯で、薄い(200~300m)黒色泥岩と砂岩——フリントのレンズがある——に代わる。

マルマロシュ・クリッペ帯で、アプト階とセノマン階に入るのは、シルト岩、砂岩、グリット、礫岩の層(1 km 以上)で、これは、ジュラ系と下部白亜系の石灰岩、それと陸源、火山起源の岩石と変成岩、花こう岩の、ときには非常に大きい、岩片と岩塊(オリストリス)を含む。これは、典型的なオリストストロームで、カルパチアの内帯で北に衝上したデッケの前縁の前に、白亜紀中期に堆積したもの

である。ペニン・クリッペ帯では、石灰岩、マール、泥岩の薄い層が下部白亜系に当たり、その性質は、カルパチア内側メガゾーンの同時代の堆積物により近い。すべての階が見られる上部白亜系の堆積物は、外カルパチアに、多かれ少なかれ、典型的な陸源のフリッシュとして出現する（2～4 km）。上部白亜系の下層準には、マールと石灰岩の挟みがあるが、上層準には、グリットと小さな礫の礫岩の挟みがある。クリッペ帯でツーロン-マーストリヒト階に当たるのは、砂岩の挟みがあって、フリッシュ層に覆われた、薄いマールである。後カルパチア盆地の白亜系上部は、マール、粘土、砂岩の厚さ数100 mの層である。

内カルパチアでは、全体の厚さが2～3 kmで、白亜紀の岩石に整合に重なる、古第三紀の堆積物が、最も広く現れる。晩新統と始新統は、大部分は陸源のフリッシュで、ばらばらにグリット、砂岩、泥岩のパッチがある。クリッペ地帯とマルマロシュ・マッシーフでは、始新統は海進によって堆積していて、しばしば基底に礫岩をもち、薄い砂岩とマールの層だったり、より厚い、陸源のフリッシュだったり（マルマロシュ・クリッペ中）する。始新統に整合に重なる漸新統が、外側メガゾーンの断面を完成する。陸源フリッシュの形成は、漸新世前期にほとんど至る所で、マール、シルト岩、砂岩、フリント（珪質岩）の挟みをもつ黒色泥岩層の堆積と交代する。この堆積が、ほぼ漸新世末まで続いた、後の周縁凹地の最も外側と内側の地帯では、個々の酸性の凝灰岩の挟みを含むこの堆積物は、メニライト層（0.5 km）と呼ぶ。より内側の地帯で、その上部は、漸新統上部の砂-シルト-粘土のクロスネン・フリッシュ層（1 kmまで）に、さらに南のデュクリャン帯、ポルクレッツ帯では、塊状と成層した砂岩層——この碎屑物は、南西から、侵食され始めたマグル、ラホヴ帯から運ばれた——に代わる。このように、フリッシュ超層の堆積が行われた堆積域は、漸新世に縮小し、漸新世と中新世の境で——フリッシュ盆地の内側地帯を除き——消滅した。後カルパチア盆地で、始新統と漸新統に入るのは、厚さ1～2 kmまでの砂岩とシルト岩層である。

新第三紀層は、中新世と鮮新世のモラッセで代表される前カルパチア周縁凹地と、中新世と鮮新世のモラッセと陸上火山の生成物がある後カルパチア盆地帯、にある。

フリッシュ凹地の外側地帯を受け継いだ、前カルパチア凹地の外側地帯には、主に、漸新世のメニライト層に載る厚い（5 kmまで）中新統下部の堆積物が分布する。その基盤中に、古第三紀の岩石の礫岩とオリストリスの層がある、砂-シルト-粘土のポリャニツク・フリッシュ層（0.6 kmまで）が見られる。これを、ヴォロツィシチェン・含岩塩-モラッセ統（2～2.5 km）が整合に覆うが、これは主として砂岩の挟みをもつ粘土と板状、レンズ状の石膏、岩塩、カリ塩から成る。その中央部に、グリットと礫岩が広く分布する。その中には、カルパチア・フリッシュの岩片のほか、ばらばらに、新生代後期の粘板岩と千枚岩、古生代の泥岩、石灰岩、ドロマイトがある。これらは、別々のロシア卓状地プレート<sup>1</sup>の周縁部分の古生代の山脈、前カルパチア凹地とその被覆層の侵食の産物である。この統の上半部の岩石は、一部はフリッシュ様の陸源層に代わっていて、これは、周縁の浅水性の徴候——漣痕、乾裂、鳥と哺乳類の足跡——があるのが特徴である。ヴォロツィシチェン統の大部分に、生物の遺骸が全くと言っていいほどないこと、ロシア卓状地の周縁凹地に接する部分の、中新世前期の深く刻み込んだ侵食により、これらの堆積は、主な海盆から半ば隔離された、パラテーチス海のラグーンで、急速な、非補償性の深い沈下中に、そして時には、大洋面より数100 mも下にある今の死海に似た、塩分を含んだ湖の中で行われた、と考えられる。パラテーチス海地域の層位学的尺度で、ポリャニツク層とヴォロツィシチェン統は、地中海型の中新統下部クビタン階と漸新統のハット階に当たる、エゲル、エッゲンブルグ広域階に入る。上のグリット、砂岩、シルト岩と粘土層（3～4 kmまで）は、中新世のオットナング-カルパチア広域階に当たる。その上部に、ところどころでスキフ帯の白亜紀-古第三紀の堆積物

に不整合に載る、カルパチア・フリッシュからの礫岩がある。内側地帯のあちこちに、中新統中部とサルマチア階下部の薄い海進堆積物が残された。

前カルパチア凹地の外側地帯で、断面は中新世中期の堆積物（パデン広域階）で始まる。この堆積物は、白亜系上部、ジュラ系または古生界のいろいろな層準に重なり、深く刻まれた侵食谷を埋め、卓状地の隣接部分に広がった、粘土、シルト岩、砂岩、マール、そして上部で礫岩で、全部の厚さは1～2 kmまでである。断面の中央部には、石膏、硬石膏、ところどころに岩塩のチラス層がある。中新統中部の断面全体に、酸性の凝灰岩と層灰岩の挟みがあるが、この火山灰は、後カルパチアから大気に乗って運ばれて来たものである。周縁凹地の外側地帯の断面は凝灰岩と層灰岩の挟みがある、石灰質粘土、シルト岩、砂岩の厚い（2.5～4 kmまで）サルマチア階下部のダシャヴァ層で終わる。

後カルパチア盆地のところで、古第三紀の堆積物の上に、薄い中新統下部の砂岩と砂質粘土が不整合に載っているが、非常に広く分布しているのは、中新統中部、上部で、この断面には、パデン階、サルマチア階下部、中部、パノン階（パノン盆地のサルマチア、メオチス、ポント階上部と同じ）が見られる。これらは、相変化がある粘土、シルト岩、砂岩の複雑なコンプレックス（2～3 kmまで）をつくり、その基盤と断面中に、礫岩、それと凝灰岩——断面の下部で流紋岩-石英安山岩質、上部で安山岩質——のいくつもの層がある。噴火の中心近くの下部凝灰岩層の厚さは700mに及ぶ。

断面の中新統中部の部分に入るのは、厚さが0.5～1 kmまでの石膏と粘土の挟みがある岩塩層（前カルパチアのチラス石膏層に当たる）で、上部は、中新世の淡水-陸成層——褐炭の挟み——である。火山脈の近くで、新第三紀の堆積物は、火山碎屑物が豊富になり、ベレゴヴォ山脈中で、ほぼ完全に、中新統中部とサルマチア階の溶岩、凝灰岩、凝灰角礫岩と、またヴィゴルラト-グチン山脈では、サルマチア期とおそらくパノン期前期の安山岩と安山岩質玄武岩と交代する。小さな火山底貫入岩と半深成貫入岩は、この火山活動と関連がある。鮮新世とエオ更新世に、チョップ-ムカチュヴォ盆地内では、わずかに炭層を含む、厚さ数100mで雑色の淡水-湖沼性と沖積性の砂、粘土の堆積物の堆積が続いた。パノン盆地には、はるかに厚い堆積物が堆積した。

## 主な発達段階

地中海変動帯のカルパチア地区の形成は、リーフェイ紀に、原生代前期の大陸基盤の分裂の結果、起こったものであろう。14億年までの変成年代をもつその断片が、パノン盆地の基盤（メチェク山脈中）で認められた。これから、マルマロシュ・マッシーフの片麻岩コンプレックス中にある、17～18億の年代の碎屑性ジルコンを生じた。多くの輪廻を含むカルパチア地域の地向斜の歴史の中では、バイカル前期（ダルスランド）、バイカル後期-サライール、ヘルシニアン、アルプス（キンメル後期-アルプス）の各輪廻が区別される。マルマロシュ・マッシーフのベロポトク統の斜長片麻岩、雲母片岩、角閃岩、とそれらの等価物——従属的な炭酸塩と塩基性火山岩の挟みがある初生-陸源堆積物で、その角閃岩相の累進変成作用と花こう岩質岩の形成は、8～9億年とされる——が生まれたのは、このダルスランド輪廻時代であろう。バイカル後期-サライール輪廻——これはおそらく、はっきりとした造山期で終わっていない——を証明するのは、カンブリア紀の中期末（5～5.4億年）に激しい変形と緑色片岩化作用を受けた、内側メガゾーンの初生-陸源、炭酸塩岩層と、本質的に酸性の火山岩層である。

東ヨーロッパ卓状地の縁に沿う、沿カルパチアでは、デンマーク-ポーランド帯の凹地とダブルジア凹地をつなぐ、スレートの狭い凹地が同時に発達し、バイカル褶曲とサライール褶曲を行った。前カルパチア帯の再度の変形が、ヘルシニア輪廻中に起きた。カルパチアの内側メガゾーンで、オールドビス-

シルル紀に、地向斜運動が再開し、大陸地殻の分裂と拡大を伴う深い沈下が起こり、ところどころに大洋型地殻の地帯が新しく出現するまでになった。古生代中期のオフィオライトの存在することが、それを証明している。カルパチア地区の劣地向斜帯と優地向斜帯の陸源 - 炭酸塩堆積物と火山起源の層の堆積は、石炭紀前期に終わり、激しい褶曲による変形（押しつぶせ断層を形成するまでの）と弱い変成作用、花こう岩質岩マッシュの形成に代わった。前オールドビス・コンプレックスは、緑色片岩相の表生後退変成作用をうけた。カルパチア地域に、ヘルシニア輪廻の造山段階で隆起した所ができ、その間に山間盆地が発達し、石炭紀中期 - 後期の石炭を含むモラッセと、酸性の火山岩層がある、より粗粒な二畳紀の赤色モラッセ（ベルカノ層）に埋まっている。

カルパチア地域の三畳紀は、ラグーン、浅水 - 海成堆積物、特にその内側地帯では礁性石灰岩、の堆積がある、独特の準卓状地体制に特徴がある。地向斜体制の再来を意味する、大陸地殻の沈降と拡大は、ジュラ紀前期に強まり、ジュラ紀後期と白亜紀初めに極大に達する。これを示すのが、カルパチア内側メガゾーンと外側メガゾーンの最南部（ラホフ帯）に非常に広く発達する、ソレイト玄武岩 - 玄武岩型の塩基性火山岩、そしていくつかの地帯では、それに加え、サブアルカリ玄武岩（外 - 西カルパチアのシレジア帯のテッシュェナイト）、高アルカリ玄武岩（内スロバキア・カルパチア）、カルク - アルカリ系列の分化した火山岩（内ルーマニア・カルパチア）である。しかし、カルパチア地方の地向斜凹地の大陸地殻は、分裂して大きく広がっただけで、完全に引き離されていない。その中では、典型的な中生代のオフィオライト岩類は知られておらず、アルプス型の超塩基性岩の小岩体は、中生代以前の基盤から、いくつかの衝上断層に近い地帯に“引き込まれた”可能性があるからである。

カルパチアの外側メガゾーンの沈降は、おそらく、三畳紀にはすでに始まり、ジュラ紀に強化され、ジュラ紀と白亜紀の境で最高となり、このとき、この中に陸源のフリッシュ超層の堆積が始まり、白亜紀中期にはこの凹地全体を覆い、その幅は200~300 kmを下らなかった。フリッシュ・ベースン底の形は、しだいに複雑になった。その中に、狭い、断裂に沿う隆起が生まれ、これは、ベースン底を多くの特殊なトレンチに分け、フリッシュ・ベースンを囲む隆起と共に、碎屑物を供給した。

白亜紀前期末、カルパチア内側メガゾーンの地向斜性沈降は終わり、白亜紀中期、一部では白亜紀後半（アルプス相と亜ヘルシニア相）、この地帯は激しい圧縮作用を受け、外側メガゾーン側（ウクライナ地区では北東）への地塊の遠心的な移動を伴う、デッケを形成した。この変形の影響は、外側メガゾーンの最も内側の部分にも及んだ。すなわち、ラホフの白亜系下部の堆積物の上に、マルマロシュ・クリップの覆瓦地塊が衝上したが、衝上した押しつぶせ断層の前線の前に、落石と地沁りの結果、白亜紀中期の粗粒な岩屑のオリストストロームが堆積したのである。外側メガゾーンの大部分で、深い沈降が古第三紀末まで続いた。漸新世に、個々の地帯が引き続き隆起に加わったため、凹地の幅は狭くなり、フリッシュの形成は、砂質（内側地帯）と粘土質（外側地帯）堆積物の堆積に変わった。

漸新世と中新世の境で、外側メガゾーンの凹地は最終的に消滅し、南西から北東に延びる、水平方向の圧縮を受け始める。この場所に、中新世前期、中期、後期の初め、何回かの圧縮のインパルスの結果、遠心的な方向（カルパチア弧に対して）の褶曲 - 衝上断層 - デッケ構造が生まれ、これが隆起して侵食される。漸新世と中新世の境で、前カルパチア周縁凹地が形成されるが、この内側地帯は、フリッシュ・ベースンの最も外側地帯を継承したものであり、また、中新世中期の初めに、内側メガゾーンのいくつかの場所に重なった、後カルパチアの後背凹地が生まれる。周縁凹地は、中新世前期に、成長したカルパチア構造から、そしてリーフェイ系と古生界下部から成る、前カルパチア山脈——この凹地と卓状地を隔てている——から運ばれた碎屑物と、厚い岩塩を含む層で埋められた。中新世中期に、凹地は卓状地の周縁部によって広がるが、内側地帯にはカルパチア構造の被覆層の衝上が始まり、中新世中期 -

後期に褶曲-覆瓦構造をもつようになって、外側地帯の上に衝上する。粗粒な碎屑性堆積物の層とレンズが、前カルパチア周縁凹地と後カルパチア盆地のすべての断面に分布しているが、これは、中新世と鮮新世を通じての、カルパチアでの隆起と山岳地形をつくる、一連のインパルスを示している。

後カルパチア盆地の沈降に伴い、その基盤の分裂と、いくらかの水平方向の拡大があり、これらの盆地を細分し、それらとカルパチア構造を隔てる、いくつかの断裂帯に沿って、中新世中期、後期に酸性と中性の火山岩の激しい陸上噴火があった。一連の地溝の形成を伴う、それよりもさらに著しい酸性マグマの噴火が、中新世にパノン盆地地方に起きたが、マグマは中新世末と鮮新世に沈下した。

本質的に炭酸塩質の内カルパチア中生代凹地と陸源-フリッシュ質の外カルパチア白亜紀-古第三紀凹地とは、地層の性質によって、劣地向斜に入れることができる。もっとも、ある時期（主にジュラ紀-白亜紀初め）、ある地帯には、ソレアイト玄武岩、サブアルカリ玄武岩、カルクアルカリ岩の比較的限られた火山活動が出現したが、

カルパチアのアルプス構造運動の目立った特徴は、再度の水平方向の収縮が非常に大規模なことで、これが遠心的——地向斜の外“枠”側への——地塊の移動を伴う、外側メガゾーンと内側メガゾーンの一方への褶曲-デッケ構造をつくる。プレートテクトニクスの立場から、この変形を説明するのは、困難である。それは、カルパチア地域で中生代に、大洋地殻と弧状のカルパチア構造をもつ地帯——そのさまざまな部分に、地塊の収縮と水平移動が、極めて多様な（極端には反対の）方向に起こった——の存在をはっきり示す証拠がないためである。

アルプス輪廻に関する多数のプレートテクトニクスのモデルでは、カルパチア地域に、古ベニオフ帯がある、と考える。これは、カルパチアが卓状地の下に沈み、フリッシュ地向斜の内側か外側の境界、あるいは、後カルパチア新第三紀火山弧付近で地表に現れ、カルパチアのさまざまな発達段階でさまざまな位置を占め、いろいろな側に傾く。これらのモデルはすべて、根拠が薄弱である。少なくとも、新生代後期にカルパチアの構造の発達をコントロールし、現在の構造の特徴を決定する重要な要素になったのは、ディナリヰイ、カルパチア地向斜の間にできた、異常に熱せられた円形地域——マントル・ダイアピル——であろう。古第三紀末と中新世のその“浮き上がり”と拡大は、ダイアピル頂上部の上の地殻の上層の大きな広がり、トレンチの形成、大規模な陸上の火山活動、また、ダイアピル周辺では、水平方向の圧縮と、地表付近の地塊の中心からの絞り出し、をもたらした。このような現象は、地中海帯の全般的な水平方向の圧縮の中で、中新世に起きた。このときは、中新世末に、カルパチア弧の圧縮と褶曲-デッケによる変形はやんだが、マントル・ダイアピルの中心部は、ある程度一様に沈下し、パノン内陸盆地をつくった。おそらく、内カルパチアに白亜紀にあった変形は、同じような性質をもっていただろう。

## 有用鉱物

カルパチアのウクライナ地区は、比較的に有用鉱物に乏しい。ただし、西カルパチアと東カルパチアの内側メガゾーン、スロバキアとルーマニアには、非常に大きな金属鉱床、特に多金属鉱床がある。前カルパチア凹地の外側地帯で、ジュラ系、上部白亜系、サルマチア階の堆積物中に鉱床がある、いくつものガス田が開発されている（ダシャヴァ、ビリチュエ-ヴォリツク、ウゲル）。周縁凹地の内側地帯では、スキバ帯の衝上断層の下に、多くの油田が、200年以上前にもう知られていて、稼行されている（ボリスラフなど）が、戦後、ドリンスク油田が開発された。石油鉱床は、上部白亜系、古第三系、中新統下部のさまざまな層の逆転した背斜の冠にある。石油ガスを含む微候と、そう大きくない鉱床が、フリッ

シュ・カルパチアのスキバ、クロスネン、デクリャン帯にある。周縁凹地の内側地帯に、地蠟鉱床が知られている（ポリスラフ）。チョップ-ムカチェヴォ盆地の中新統上部と鮮新統下部の堆積物には、褐炭鉱床がある（イリニツァ）。カリ塩と岩塩の鉱床（カルシュ、ステブニク）は、周縁凹地の内側地帯の中新統上部の堆積物に、また岩塩の鉱床は、ソロトビン内陸盆地の中新統中部の堆積物にある。周縁凹地の外側地帯では、中新統中部の堆積物に石膏鉱床があり、それと卓状地の境に、天然硫黄の鉱床がある（ラズドル）。後カルパチアの新第三紀の火山岩、それと、これと関連がある火山底岩体、半深成岩体が発達する地帯に、水銀（ヴィシュコヴォ）、多金属、金、重晶石の小さな鉱山と、多数の建築用、道路用の岩石（安山岩、安山岩質玄武岩）と真珠岩の鉱山がある。漸新世のメニライト片岩は、コンクリートブロックの材料になるだろう。前カルパチアと後カルパチア凹地、それとカルパチア構造中に、成分がさまざまなミネラルウォーターの産出地（トルスカヴェツなど）が数多くある。

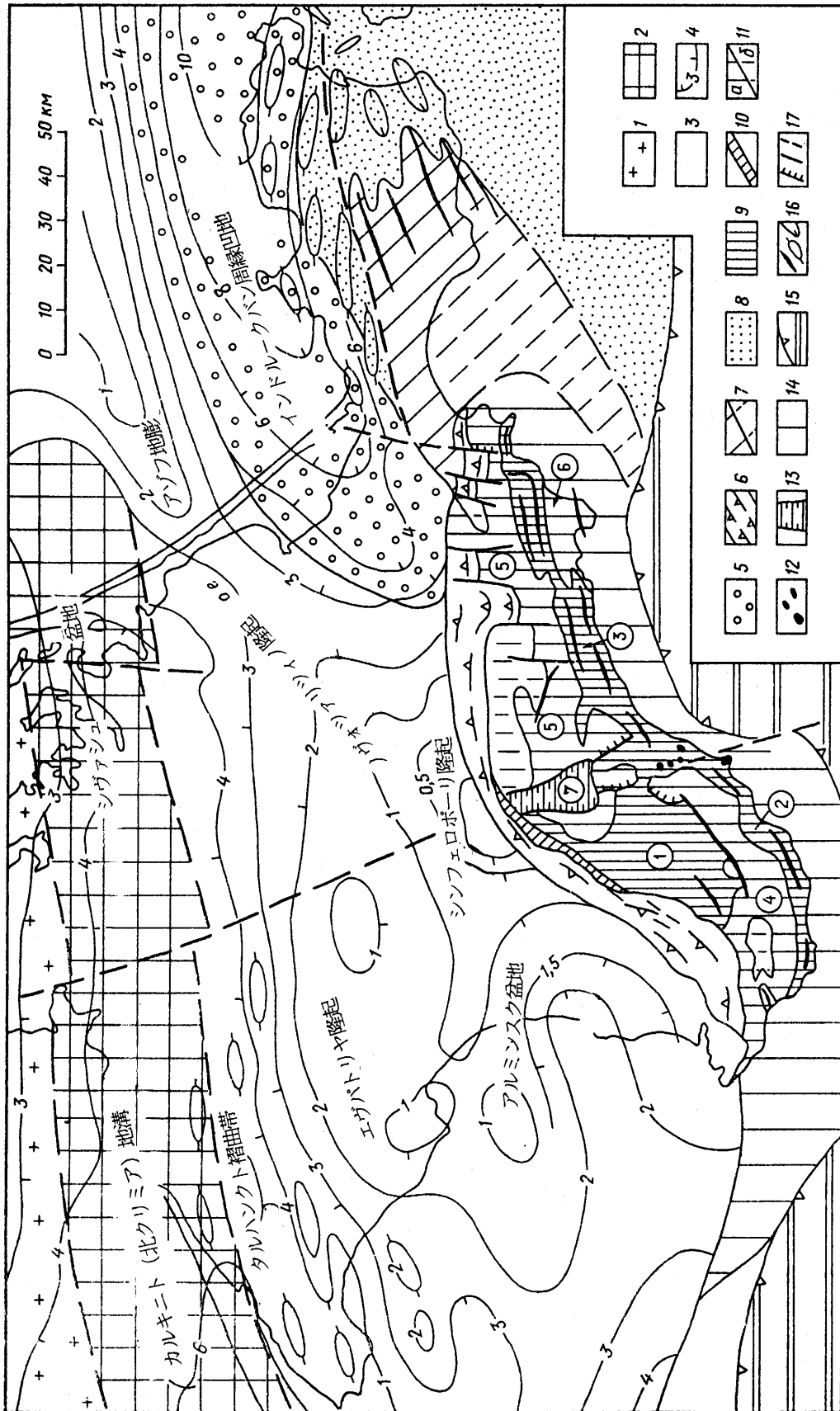
### 山地クリミアの褶曲構造

山地クリミアの小規模な構造（長さ300 kmまで、幅100 kmまで）は、中山形（1~1.5 km）クリミア半島の南部と、その東部——丘陵-平原地形のケルチ半島——を占める。クリミア構造の南部は、黒海の水面下に隠れている。大カフカス構造と同様、この構造もアルプス地中海帯の地向斜凹地のクリミア-カフカス北方側枝中に生まれたが、西の、収縮の兆候がある縮小地域と関係があった。すなわち、アルプス輪廻中の地向斜性沉降は、ここでは比較的長続きせず、主にジュラ紀末に中断して、山地クリミアの褶曲構造をつくった褶曲による変形を完了したのである。このように、山地クリミアは、中生代、後キンメル期のアルプス帯西部では異常な褶曲構造である。しかし、山地クリミアの中山形の山岳形成は、アルプス帯の他の褶曲帯の山岳形成と同時——新第三紀末-第四紀——に行われた。山地クリミア構造は、北ではクリミア半島と、南では黒海の深海盆と、境を接している（14図）。

山地クリミアの地質学的研究は、18世紀末、パラスによって始められた。革命前、その知識に非常に大きく貢献したのは、ケルチ半島の新第三紀の堆積物と構造を研究した、ソコロフ、ゴロウキンスキー、フォフト、ポリシャーク、アンドルソフであった。ソビエト時代に最も重要だったのは、モイセエフ、プチェリンツェフ、ムラトフ——クリミアの地質に関する現在の知識の基礎をつくった——の研究、それと、アルヒポフ、キゼヴァルテル、ルイチャギン、スラヴィン、スネギレヴァ、ウスペンスカ、ツェイスレル、シャリモフらの研究である。すばらしい研究と地質構造の多様性、簡単に到達できることで、山地クリミアは、ソビエトの多くの大学生たちに、有効な調査と、教育実習の基地設営法を教えるための、格好の場所になった。

### 地質構造

山地クリミアの褶曲構造（メガ複背斜）には、次に示す主要要素を含む。すなわち、1）三畳紀とジュラ紀の岩石から成る褶曲核；2）白亜系、古第三系、中新統の堆積物でできた単斜の北翼；3）ドーム構造の東端、漸新統-中新統下部の堆積物から成り、東で4）に移行する；4）山地クリミアと大カフカスを隔てる、ケルチ-タマン横断沉降帯；5）黒海の水面下に隠れた南翼である。クリミアの中央部と西部で、メガ複背斜は直接、北のスキフ卓状地につながる。山地クリミア構造の東端と大カフカス構造の西部は、南ブリシヴァシエ、アゾフ海底と西前カフカスの南部を占める、インドル-クバン周縁凹地と、スキフ卓状地プレートとを隔てている。





14図. クリミア半島の地質構造図

1 - 前バイカルの基盤をもつ東ヨーロッパ卓状地；2 - 前バイカルまたはバイカル基盤と二畳系上部-ジュラ系下部の漸移コンプレックスをもつ北クリミア地帯；3 - バイカル-ヘルシニア基盤をもつスワフ卓状地プレート；4 - 1, 2, 3, 5の地帯の白亜系-新生界の被覆層の基底の構造等高線；5 - インドル-クバン周縁凹地；6 - 11 - 後期アルプスのアーチ状隆起をした，山地クリミアの後期キメル褶曲構造（メガ複背斜）；6 - 単斜構造の白亜系（東クリミアでは白亜系上部）古第三系から成る北翼；7 - 漸新統-中新統下部から成る，ドーム構造の東端；8 - ケルチ-横断沈降帯，中新統中部と鮮新統に埋められている；9 - 13 - メガ複背斜核；9 - 三畳系上部-ジュラ系中部から成る複背斜；10 - カチン複背斜中のロゾフ帯；11 - ジュラ系上部 (a) と白亜系下部 (6) で埋まった向斜性凹地；12 - ジュラ紀中期の貫入岩体；13 - 白亜系下部最上部の堆積物に埋まった地溝；14 - 新生代後期に沈降に加わった，メガ複背斜の核と南翼部；15 - 黒海深海盆の北部；16 - 線状褶曲と短軸褶曲；17 - 確定した断裂と推定断裂

○内の数字は山地クリミアのメガ複背斜の構造の要素。隆起（複背斜）：1 - カチン，2 - ユジノベレジンエ（ヤルタ），3 - その東端-スダク-カドラダグ褶曲帯を含むツアスクエココエ凹地（複向斜）；4 - 南-西クリミア，5 - 東クリミア，6 - スダク（メガノム），7 - サルギル地溝

山地クリミアに中生代以前の基盤は出ていないが，中生代の基盤中に原生界上部と古生界の層があるのは，疑いない。これを物語るのは，これらの再堆積した岩片が三畳紀とジュラ紀の層にあること，クリミア-カフカス地向斜の西の延長上にある，ダブルジア・オーラコ地向斜褶曲帯の中に，原生界上部と古生界の岩石が広く発達すること，である。

メガ複背斜の核をつくる中生代地向斜コンプレックスに，上に向かって衰退する激しい変形を伴う，四つの構造段階が見られる。これは，いくつかの褶曲による変形相，すなわち，1) 三畳系中部-ジュラ系下部，主として厚い（4 km 以上）陸源フリッシュのタヴリチェスキー統である；2) ジュラ系中部-カローウ階下部，火山起源と陸源層，貫入岩体；3) 相変化のある炭酸塩，一部粗粒な堆積物から成るジュラ系上部，断面中に局地的ヒアタスと不整合がある；4) 白亜系下部，炭酸塩-陸源堆積物から成る——を記録するヒアタスと不整合面で区別される。クリミアの多くの地方で，この段階から卓状地プレートの被覆層が始まるが，これから，これを，地向斜コンプレックスから準卓状地，または地背斜コンプレックスへの漸移コンプレックスと見なすことができる（以下参照）。

複雑に細かく褶曲し，多くの断裂で切られたタヴリチェスキー統は，山地クリミア構造のあらゆる場所に分布する。これは，いくらか条件付きで“複背斜”と呼ばれる，おそらく，ドッガー世以前にはできなかった——その形がタヴリチェスキー統内側の褶曲構造に対し，非調和であるから——，比較的大きな背斜の隆起中で，地表に突き出ている。隣の凹地（“複向斜”）は，より大規模な，そして（核の最も東の部分を除いて）緩やかな褶曲をしている。ジュラ系中部と上部の堆積物に埋められている。最も長期にわたって沈降した凹地の中軸地域，特に東クリミアには，白亜系下部の堆積物もある。この構造の軸は，もっぱら北東，あるいは，ほぼ東西方向を向いているが，シンフェロポリとアルシュタの間，中央クリミア横断隆起帯では，ほぼ南北方向を保ちながら関節状に折れ曲がり，その冠は高くなる。この，長いこと発達している横断帯には，多くのほぼ南北の断裂と，多数のジュラ紀中期の半深成岩（アユダグ，カステリなど），それに，バ

レーム-オーブ期の堆積物に埋まった長く伸びたサルギル地溝（または侵食-構造盆地）がある。

山地クリミアの西部では、北から南に、短軸のカチン隆起、線状に伸びた南西クリミア凹地（クリミア山脈の主脈、ヤイラの中軸部と一致する）、ヤルタ、またはユジノベレジノエ隆起——この南部は、黒海の水面下になる——が区別される（15図）。山地クリミアの東部では、広い東クリミア凹地、狭いツァク隆起——ヤルタ隆起の北東延長——、海底から狭い地域に突き出たスタク複背斜が区別される。多くの研究者の意見（カザネヴを除く）では、緩い衝上断層とデッケは、山地クリミアの構造にないか、あまり重要な役を果たしていないか、である。

メガ複背斜の狭い北翼は、緩く（ $5 \sim 20^\circ$ ）、北東と北に傾いた、比較的薄く、卓状地に近い、白亜紀、古第三紀、中新世の陸源-炭酸塩堆積物から成る、単斜の形で現れる。このコンプレックスの下には、狭いロゾヴァヤ沿断層帯が埋まり、これが三畳紀とジュラ紀に地向斜凹地をスキフ卓状地プレートから切り離して、この時代の堆積物の断面と構造の複雑な性質が特徴である。

クリミアの西部では、単斜の断面は、タヴリチェスキー統とジュラ系中部のいろいろな層準に不整合に載る、白亜系下部の薄い陸源堆積物で始まる。その上に、白亜系上部の炭酸塩堆積物、晩新統-始新統の粘土-炭酸塩堆積物、漸新統-中新統下部（マイコーブ統）の全く粘土の堆積物、中に小さなヒアタスと数少ない地理学的不整合だけが見られる、中新統中部-上部の砂-粘土-コキナの堆積物コンプレックスが、薄く不整合に載る。単斜の中央地域、シンフェロポリ地方では、中央クリミア横断隆起帯の長期にわたる成長の影響により、白亜系-古第三系の断面の完全性と厚さが急減する。これは、隣のスキフ卓状地地域でも認められる。より厚い（ $1 \sim 1.5 \text{ km}$  まで）、緩やかに堆積した白亜系下部の堆積物が東クリミア凹地の断面を完成している、クリミアの東部では、構造の核から単斜の北翼——ここではオーブ階上部-中新統の堆積物から成る——への移行は、それほど急激ではない。単斜の東部と、隣接する東クリミア凹地、ツァクスキー隆起地域は、ほぼ南北の急な横断断裂で切られている。地形上は、北翼の単斜は、北方にしないで低くなる、ケスタ状の前山（第一、第二）になっている。単斜は、押しつぶされながら、スキフ卓状地の水平に重なる白亜紀-新生代の被覆層になめらかに移行する。

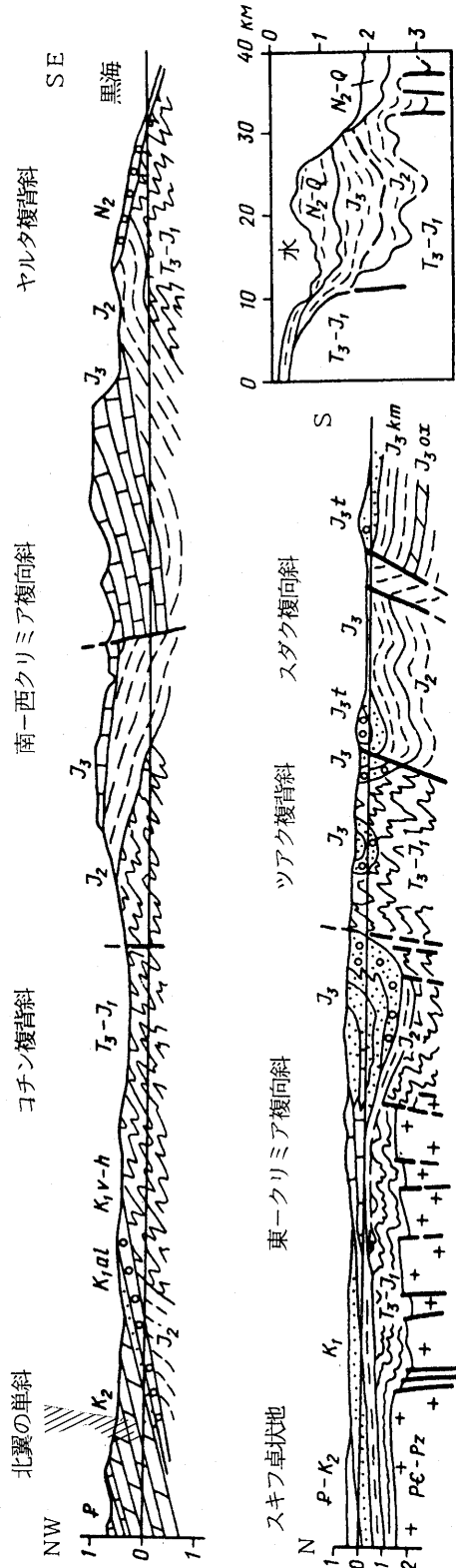
ケルチ半島南西部と、これに隣接する黒海底地域を占める、メガ複背斜のドーム構造の東端は、厚い粘土質のマイコーブ統から成り、強い圧縮を受けた狭い背斜と、より広い、ゆるやかな向斜をつくる。さらに大きく沈下したケルチ半島の東部は、山地クリミアと大カフカスの覆瓦状の末端構造を隔てる、ケルチ-タマン横断沈降帯に属する。タマン半島、ケルチ海峡地域、その南に隣接する黒海地域をも占めるこの地帯は、地表では、相変化のある粘土質、砂質、コキナ質および礫性堆積物の厚い中部-上部中新統と鮮新統-第四系から成り、長期にわたって堆積と同時に発達した、短軸向斜と短軸背斜（一部ダイアピル）系をつくる。向斜のアーチと翼は、“押し込まれた向斜”——古い泥火山活動の出現により、核から粘土質物質が運び出された結果生じた、特異な構造-泥火山構造である——で複雑になっている。多くの泥火山丘の活動は、特にタマン半島で、今日まで続いている。

山地クリミア構造の東端とケルチ-タマン帯の北に、インドル-クバン周縁凹地——東クリミアのインドル川地方では、中心に向かって縮小する——の西部が接する。凹地は、中新世と鮮新世の厚いモラッセと、さらに古い古第三紀と中生代の堆積物とで埋められた。周縁凹地の狭く比較的急な南翼は、ケルチ半島の北部では、ケルチ-タマン帯に近い、ほぼ東西の短軸褶曲で複雑になった。広くて緩い傾斜の北翼は、スキフ卓状地プレートの南の地域に重なる。

山地クリミア構造の核の部分と南翼は、現在水面下の、クリミアの南に接する黒海底に沈み、いくつかが平らになった海段がある、急な大陸斜面になっている。デメルジャ山脈とメガノム岬のジュラ系上部の礫岩の中に、南に接する古生界と原生界上部の花こう岩を含む巨礫と大礫があることから、クリミア

のすぐ南に、埋まった中生代以前の基盤の突出がある、と予測される。メガ複背斜の核の部分と南翼の沈降は、マルム世に始まるが、特に、鮮新世と第四紀に、クリミア山脈が隆起すると同時に、強まった。幅が最大30~40 kmの南翼の構造は、ドレッジ、地震学、その他の地球物理学的調査の結果、明らかになり出している。面白いのは、南翼内に、中央クリミア横断擾乱帯が延びていることである。これと、ここでほぼ南北に延びる磁場のマキシマムと、地殻の下部（深さ40 kmまで）の震源の密集とが、一致している。地震のいくつか、特に1927年の地震は、大異変といった性質のもので、クリミアの南岸では、震度7~8に達した。

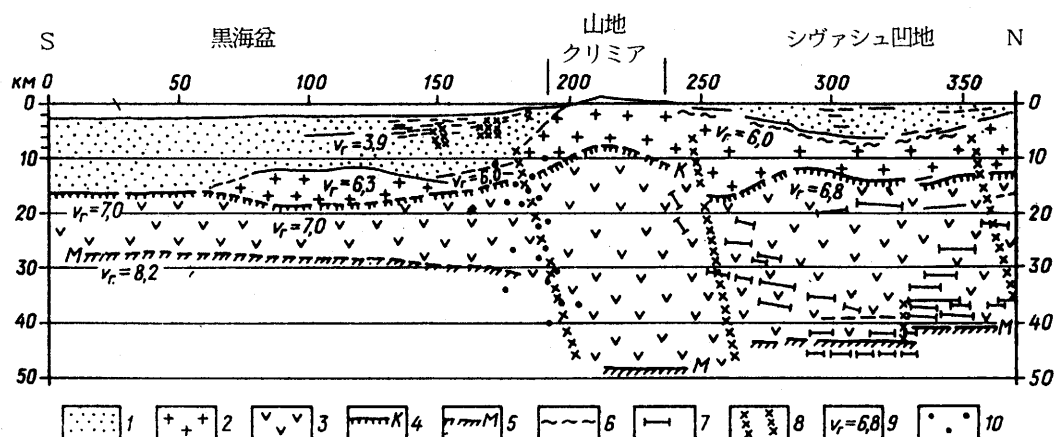
山地クリミア地域の地殻の深部構造は、深層地震探査のデータによると、わずかに厚い(40~45 km)こと——主として、下部(“玄武岩層”)の厚さの増加による——が、北に接するスキフ卓状地と違って、北に接するスキフ卓状地と違って、南に向かい、急速に厚さを増すが、地殻全体の厚さは、地球物理学的“花こう岩層”の縮小と黒海盆での完全な尖滅により、激減する(16図)。ウクライナ楕状地に特有な、ほぼ南北の重力と地磁気の異常帯は、弱まった形で山地クリミアと平地クリミア地域に続く。このことから、クリミア地域の地中海帯構造帯は、部分的に破壊作用を受けた、始生代-原生代前期の基盤上につくられた、と推定される。ほ



15図 山地クリミアの構造の地質断面

上図-南-西クリミアを通るもの、下図-東クリミアを通るもの(アルヒポフとウスベンスカヤによる)。右下図-クリミアから南のこの構造の南翼の地震学的断面(モルグノフの解釈)。

ば南北の中央クリミア隆起帯と横断断裂の存在は、これが構造上、異質のものであることを反映しているのであろう。



16図 クリミアと黒海盆を通る地震地質学的断面 (ネプロチノフ, ソログブらによる)

1 - 堆積層；2 - “花こう岩層”；3 - “玄武岩層”；4 - コンラッド不連続面；5 - M面；6 - 古生界の基盤の面；7 - 反射区域；8 - 断裂；9 - 不連続面の速度；10 - 震源

## 層位学

三疊紀とジュラ紀の堆積物中の再堆積した碎屑物の研究 (チェルノフ, ドブロヴォリスカヤ) によると, 山地クリミアの隠れた中生代以前の基盤の断面には, 原生代 (?) の片麻岩と花こう片麻岩, リーフエイ紀中期 - 後期の花こう岩 (8.45~11 億年), 散発的に變成岩 (片岩, 珪岩など), それと, 原生代後期 (?) と古生代前期 - 中期の砂岩, 礫岩, 頁岩と古いタイプの火山岩, 石炭紀と二疊紀の石灰岩, 古生代後期と三疊紀前期 (2.1~2.85 億年) の花こう岩が含まれる. このデータから, 山地クリミアの地向斜の誕生は, リーフエイ紀中期より後でなく, 褶曲, 變成作用, 花こう岩質岩の火成作用に終わる, 二つの発達輪廻——前期バイカル (ダルスランド) と古生代——は, 中生代初めまで生き残った, と考えることができる.

山地クリミアで最古の中生代の堆積物は, 腕足類の化石を含む砂岩がわずかに存在することから見て, 三疊紀中期のものであるが, その断面と厚さは不明である. これより上に, 厚い (4 km 以上) 陸源堆積物とフリッシュ質堆積物のタヴリチェスキー統——褐色砂岩, シルト岩, 泥岩の単調な有律互層で, しばしば菱鉄鉱のコンクリーションを含む——が続く. 堆積リズムの最下部には, ときとしてグリットと礫岩の挟みがある. この統のいろいろな層準に, 三疊系上部, ライアス統, アーレン階下部, のさまざまな階のものである, アンモナイト類, 矢石類, 腕足類の化石が見られる. これより北, 狭いロゾヴィー地帯で, フリッシュ統は, 石英砂岩, グリット, 石炭紀, 二疊紀, 三疊紀後期, ジュラ紀前期の石灰岩片を含む石灰岩に代わる. これはオリストストロームで, 細粒碎屑物と粗粒碎屑物の隆起したフリッシュ凹地の上縁からの流入と, 大陸斜面に沿う匍行により堆積した. タヴリチェスキー統の小さな褶曲は, 一部は重力起源で, フリッシュ・ベースンの斜面に沿う物質のクリープにより, 堆積と同時に生じたものであろう.

タヴリチェスキー統の上に, ジュラ紀中期の層 (上部アレン階, バイオス階, バット階) とカローブ

期前期の層（2～2.5 km）——たぶん、最初、ドッガー世に分離したであろう、部分的な向斜の凹地の周縁部に露出する——が不整合に載る。これは、砂-粘土のフリッシュ様、まれに石炭を含む（褐炭の挟みがある）堆積物であるが、山地クリミアの地向斜帯の北縁では、厚い礫岩である。局地的に分布する、玄武岩質、安山岩-玄武岩質（スピライト、輝緑ひん岩）溶岩、ハイアロクラスタイト、凝灰岩、凝灰角礫岩は、ライアス統上部のものであるが、西クリミアのカラダグの中心では、噴火がカロープ期前期まで続き、石英安山岩、流紋岩、それらの碎屑岩の層もある。噴火は水面下で起こり、それに伴い、同じマグマによる火山底、半深成岩体——脈岩、岩株、マグマ・ダイアピル——の貫入があった。小岩体は、輝緑岩、斑れい岩-輝緑岩から、また、南海岸（アユダグ、カステリ）の巨大なラコリス様地塊は、塩基性マグマのより酸性の分化作用の産物——閃緑岩-ひん岩と斜長花こう岩-斑岩——から成る。

ジュラ系上部（アンモナイト類、ルディステス、腕足類、珊瑚、有孔虫の化石によると、カロープ階上部、オックスフォード階、キンメル階、チトン階を含む）とベリアス階の堆積物コンプレックスは、ジュラ系中部に、はっきりしない、または、はっきりとした、不整合の形で載っていて、主として向斜の凹地を埋めている。これは非常に厚さが変化すること（数100mから3～4 kmまで）と相——砂岩、石灰質砂岩と粘土、浅海の礁性石灰岩と、より深い海の薄い泥質岩状の石灰岩層であるが、海進により、ところどころで、はっきりしない不整合の形で堆積した、チトン階とベリアス階の堆積物は、さらに粘土-炭酸塩フリッシュ層も——の変化が大きいこと、が特徴である。礫岩は、凹地の縁付近に、また、礁性地塊と厚い石灰岩層は、相対的に隆起した部分（特に、中央クリミア横断隆起帯）に、薄い粘土質石灰岩層とフリッシュは、東クリミアと南西クリミア凹地の最も沈降した部分にある。

陸源堆積物が卓越する白亜系下部コンプレックス——アンモナイト類、斧足類、腹足類、うにの化石から見て、バランジュ階、オーテリーブ階、バレーム階、アプト階、オーブ階下部を含む——は、第二山脈の基盤中に、ほぼ連続した帯状になって現れ、また、より北にあるクリミアの全地域では、より新しい層の被覆層下にある。これは、基本的には砂岩層、砂質石灰岩とオーライト石灰岩の散発的な挟みがある粘土層、礫岩のパッチとレンズから成るが、東クリミアには、フリッシュ様堆積物もある。山地クリミアの南西部と中央部では、比較的薄い（数10 mから数100 mまで）の白亜系下部の堆積物が、大きく変位した三畳紀とジュラ紀の岩石に不整合に載って、この構造の北翼の断面の最下部をつくり、その核部分のいくつかの侵食-構造的凹地（たとえば、バイグル盆地、サルギル盆地）を埋めている。ヒアタス、下方侵食、地理学的不整合は、白亜系下部にも見られる。山地クリミアの東部では、白亜系下部の堆積物が東クリミア残存凹地の中軸部分を埋めていて、これは、ジュラ系上部に海進により、あるいは不整合に載っていて、厚さ1～1.5 kmに達する。

これより上に、山地クリミアの北翼のほぼ全域にわたり、ところどころに小さな侵食-構造的凹地を埋めながら、海進によってオーブ階上部とそれを整合に覆う白亜系下部コンプレックスが堆積する。オーブ階上部は海緑石石灰岩、砂岩、火山灰質の物質が混じる粘土であるが、バラクラヴァ付近と平地クリミアのいくつかの地方では、安山岩質凝灰岩と凝灰質砂岩である。この上に、まれに石灰岩の挟みをもつマールと、白亜系上部のすべての階の有孔虫、うに、イノセラムス、矢石類、アンモナイト類の化石を含む石灰質砂岩が続く。厚さは0.2～0.5 kmで、中央クリミア横断隆起中で急に薄くなるが、平地クリミアでは、1～2 kmまで厚さを増す。

古第三系の断面は、ダン階の石灰岩で始まる。この上に載る晩新統と、海進によってその上に堆積した始新統の堆積物は、第二山脈の断面を完成し、豊富に斧足類、腹足類、ヌムリテス、小型有孔虫の化石を含む石灰岩、粘土、マールの互層（数100mまで）である。このことからバフチサライ晩新統、

始新統断面を、準典型的層位学的断面と見なし、また、その中をいくつかの広域階、すなわち、インケルマン、カチン（暁新統）、バフチサライ（始新統下部）、シンフェロポーリ（始新統中部）、ボドラク、アリミン（始新統上部）に区分することができる。

漸新統と中新統下部は、マイコープ統の粘土で、菱鉄鉱のコンクリーション、砂岩とシルト岩の挟みを含む。これは、第二、第三前山山脈とケルチ半島に現れ、ここでは1.5~3 kmの厚さになるが、より新しい堆積物の被覆層の下では、クリミアのさらに北方に分布する。マイコープ統は、より新しい新第三紀の堆積物と同様に、広い、パラテーチス内陸水域——始新世と漸新世の境で、地中海盆と大洋とのつながりを絶たれた——中に堆積した。

第三山脈と平地クリミアの中新統中部、上部は、浅海性のコキナ、オーライト石灰岩、砂岩、粘土で、斧足類と腕足類の化石を含み、厚さは100~200m 以上はないが、ケルチ半島では、ずっと厚い（1~2 km）粘土とマール層で、局地的な隆起の成長するところでは、砂、コキナ、苔虫（礁性）石灰岩へと、相の変化がある。海盆型の鮮新統の堆積物は、粘土と砂鉄（100~200m まで）で、インドルークバン周縁凹地の西部とケルチ半島東部のいくつかの向斜底にあり、ここでは、鉄の水酸化物とハイドロ珪酸塩から成る、堆積による魚卵状鉄鉱石層——ケルチ地方の鉱床はこれによる——は、鮮新統下部（キンメル階）のものである。ジュラ系上部の石灰岩（マッサンドラ層）の岩屑、岩塊、巨大な岩片の落下—地這りが起源の厚い岩片—角礫の堆積は、鮮新世と更新世のものである。これらは、グラウナヤ山脈をつくる岩石の主な地塊の破碎と、タヴリチェスキー統から成るクリミア山脈の急な南斜面を黒海岸に向かい、未凝固な物質が重力により移動した結果、形成された。この作用を助けたのは、鮮新世—第四紀に起きた、山地クリミア構造の南翼の沈降と、北翼の隆起である。

## 主な発達段階

山地クリミアの褶曲構造史中には、いくつかの構造輪廻と段階が区別される。おそらく、クリミア地域の古い、リーフェイ紀以前の大陸地殻は、東ヨーロッパ卓状地の基盤と一体をなしていて、リーフェイ紀中期の地中海変動帯ができた時期に、そして山地クリミア中に最古の地向斜凹地が出来た時期に、部分的に破壊作用を受けたのであろう。リーフェイ紀後期の初め、約9~8億年前（グリズランド構造期）、この凹地には、褶曲による変形作用と、花こう岩を形成する深成活動があった。特異なバイカル後期、またはサライール輪廻は、カルパチアと違い、山地クリミアでは確認されていない。山地クリミア地域と黒海の隣接部に、古生代前期または中期に、再び地向斜性凹地が生まれ、この中に、陸源の珪質、火山起源の岩石が堆積し、石炭紀には、炭酸塩岩も堆積した。古生代末、この発達は、褶曲、隆起、ヘルシニア後期の花こう岩の形成で終わりを告げた。

三畳紀中期（？）に、山地クリミア地域に、アルプス地中海帯のクリミア—カフカス地向斜分枝の一部である地向斜凹地が、再び誕生した。より小さな、十分に発達しなかった、短命のアルプス前期の凹地は、もっと北の平地クリミア地域にできた。これは、その発達を三畳紀末、すなわちキンメル前期に終えたであろう。これに反し、山地クリミア凹地では、三畳紀後期とジュラ紀前期に深い沈下が起こり、厚い陸源のフリッシュが堆積した。碎屑物は、フリッシュ凹地の北と南を取り巻く隆起部から入って来た。アーレン期に、山地クリミアの凹地は圧縮され、複雑なタヴリチェスキー統の褶曲構造をつくり、その中に、いくつかの地背斜隆起ができ、狭い残留凹地がばらばらに残った。ジュラ紀中期に、その中に中程度の沈降が起つたが、これは、その形を変えることなく、違った凹地では違った時代に——ジュラ紀中期末か後期に、あるいは白亜紀前期に——終了した。この中には、主に、陸源堆積物が堆積した

が、ジュラ紀後期には、炭酸塩堆積物も堆積した。アルプス帯の最も多様な地帯——クリミアから東—後カフカスまで——に起きた、バイオス期でただ一回の、本質的な塩基性火山活動の突発は、強大な広域火山活動の“名残”であった。しだいに激しさを減ずる褶曲による変形相は、ドッガー世とマルム世の境、マルム世と白亜紀の境と白亜紀前期末、山地クリミアの地向斜の発達を終え、その場所に小さな褶曲構造ができた。

白亜紀の初めから、山地クリミアの大部分で、また、白亜紀中期からはケルチ凹地を除く全地域が、中新世後期まで、弱い相対的だったり、絶対的だったりする隆起をしたり、周期的に薄い堆積物に覆われたり、浅瀬や平らな島になったりしたが、それより北と南——スキフ卓状地プレートと黒海盆中——では、ずっと激しい沈降が起こった。アルプス輪廻の中部段階（白亜紀 - 中新世）の山地クリミア地域の特異な発達形態は、準卓状地型あるいは地向斜型と呼ばれる。中新世末から現在まで、山地クリミアの北部は、他の、より後にできたアルプス帯の褶曲構造と同時に、高度差が中程度（1 ~ 1.5 km まで）の半ドーム状の隆起——南を急な階段状断裂、あるいは撓曲に限られた——をしたが、南部は沈下によって、黒海盆の北の周縁地帯の一部になった。

このように、山地クリミアの褶曲構造は、リーフェイ紀中期（?）、東ヨーロッパ卓状地と共通の古い大陸地殻上にできた、地中海地向斜帯の北方地域内につくられた。オフィオライト岩類がないことから見て、この地向斜の発達する期間全体を通して、その破壊は、完全な崩壊と拡大までには至らなかった。この発達は、主な三つの“輪廻”——バイカル前期、ヘルシニア、アルプス——の間に、ポリサイクリックに進行した。アルプス“輪廻”中、山地クリミアの地向斜凹地は、地中海帯の地向斜凹地の、西方向に尖滅する北方分枝地域付近にあった。アルプス“輪廻”で地向斜の発達が退化する性質は、地向斜性沈降が、本来の地向斜段階の初期にのみ起こり、ジュラ紀にはもう、キンメル後期の褶曲のいくつかの相で終わった、ということに現れている。

山地クリミアの初期のアルプス凹地は、メソ地向斜凹地よりも劣地向斜凹地に近い。唯一の小さな事件である、比較的激しい火成活動——バイオス期後期のもの——は、バイオス火山活動が非常に激しく起きた、他の多くの地中海帯の地帯と共に、山地クリミアにも及んだ、構造 - 火成作用によるものだからである。アルプス“輪廻”中の地向斜作用の後退する性質と、終末段階での圧縮の中程度の激しさ、アルプスの花こう岩質岩の火成作用の出現と本質的な内成鉱物の欠如とは、関連がある。

山地クリミアの他と異なる特徴は、白亜紀 - 古第三紀と新第三紀の初め、つまり、地中海帯の多くの地域（たとえば、カルパチア、大カフカス）が、その地向斜性発達の成熟段階、または後期段階を通過し、終了した時期に、この構造の構造的、相対的な発達が、静穏な、準卓状地、あるいは地向斜性体制であることである。しかし、この構造は、スキフ卓状地プレートに加わることなく、地中海アルプス変動帯の一環として、ずっとそのままだった。新第三紀後半と第四紀に、地中海帯の他の褶曲構造と共に、発達が造山段階に入ったからである。

## 有用鉱物

山地クリミアの鉱物資源の中で、重要な位置を占めるのは、シャモサイト、褐鉄鉱、ハイドロ針鉄鉱から成り、不純物のマンガンを含む、堆積による魚卵状鉄鉱石で、高温多湿の気候の中で、キンメル期の湖 - 海の入江と海峡に堆積した、ケルチ半島の鮮新統下部の堆積物のものである。鉄鉱石は、厚い（約 10m）層をなし、ほぼ水平で、多くの採掘場で採掘され、アゾフ海でマリウポーリの冶金工場に運ばれ、ここでドネツ炭を使って銑鉄と鋼がつくられる。タヴリチェスキー統の岩石中の菱鉄鉱は、今のところ

使われていない。ジュラ系上部の石灰岩中に、ボーキサイトのあるのが認められており、タヴリチェスキー統とジュラ系中部の岩石では、破碎帯と断裂帯に水銀（辰砂）が見られる。ケルチ半島の背斜褶曲中のマイコープ層と中新統中部の堆積物に、小さい石油の鉱床がある。カチャ川上流のジュラ系中部の堆積物に、小さいベシユイスク褐炭鉱床があるが、その稼行は中止されている。

ケルチ半島とシヴァシ・ラグーンの塩湖は、いろいろな塩の採掘源である。ジュラ系上部の石灰岩（バラクラヴァ地方）とポント階のコキナ（ケルチ半島）は、冶金のフラックスに使われ、カラググの始新統の石灰岩と凝灰岩（トラス）は、セメントの原料として使われる。ダン階の白色石灰岩は、昔から美しい壁石や外張りの石として採掘された。低層建築には、多孔質の上部中新統（メオティス、ポント階）の石灰岩 - コキナが、特にケルチ半島で利用されており、外張りの石としては、ジュラ系上部の大理石質石灰岩、ジュラ系中部の貫入岩中のひん岩（“アルプカひん岩”）が用いられる。山地クリミア（フェオドシヤ、ヤルタなど）とケルチ半島に、鉱泉と温泉の出る所がある。保養事業を進展させる上で、さらに貴重なのは、山地クリミアの風景 - 気候で、これによってこの地は、重要な保養地の一つに変わることができたのである。

## 黒海盆

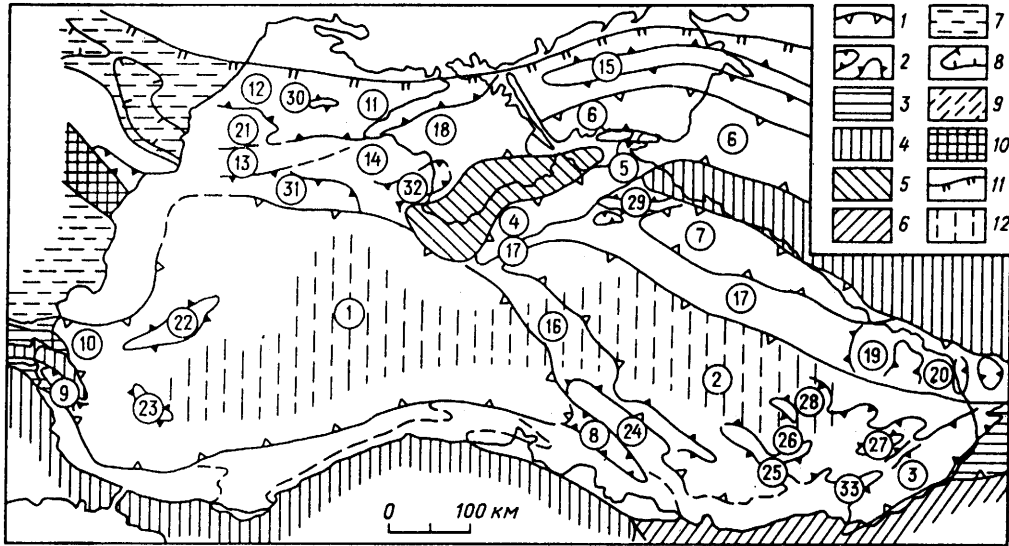
黒海の深海盆は、北と北東はアルプス帯 - クリミアと大カフカス、南西、南、南東はバルカン、ポント、小カフカス、の褶曲山脈により、ほぼ周囲全部を囲まれている。海盆は、東で狭くなりながら、リオニ山間盆地に移行するが、北西では、広い陸棚になっているメシア卓状地、スキフ卓状地地域と接している。黒海盆の地形は、比較的狭くて急な大陸斜面——場所により海段があり、海底山脈で複雑になっている——と、大きな内側部分を占める深さ2.1 km までの平らな堆積平原に、はっきり分けられる。黒海盆の周辺地帯は、主にアルプス輪廻の後期段階に沈降した、回りを取り巻く中生代（山地クリミア）、新生代の褶曲構造地域で、一部は比較的薄い堆積物で覆われているが、中央部は、鮮新世 - 第四紀に深い非補償性沈下をした、内陸海盆である（17図）。

黒海の構造上の性質とその歴史は、長年にわたり検討されてきたが、十分には解明されないでいる。約100年前、ジュースはその褶曲構造による“遠回り”を根拠にして、この下に中央地塊（ポント褶曲帯）——その沈降があったのは、ある研究者たちの意見によると、地質学的には最近のことだった——が存在する、という説を出した。反対に、アルハンゲリスキーは、この海盆を現在の地向斜と見、ムラトフは、少なくとも白亜紀後期から存在する地向斜凹地、とした。50年代にネプロチノヴィーによって行われた深層地震探査と、その後の地震学的研究によって、海盆の内側部分の地殻が20~25 km まで薄くなり、亜大洋性の構造をもち、ほぼ水平に堆積した厚い（10~15 km まで）堆積層——この中では、地震波の速さは断面の下に向かって漸増する——から成り、この下に、縦波の速さが6.5~7 km の“玄武岩層”があること、が明らかにされた。海盆の周縁地帯と内側部分の境で、“花こう岩 - 変成層”は尖滅している（16図参照）。この堆積層の断面には、第四系（“グローマー・チャレンジャー号”の船上ボーリングのデータによると約1 km）、新第三系、漸新統が含まれていて、多くの研究者の意見によると、断面の下部は古第三系下部、中生界、そしておそらく、古生界に当たる（18図、19図）。

地震のある周縁地帯と違い、海盆の内側部分は地震がなく、熱流量が小さくなるのと、最近の火山活動（泥火山を含む）が全く見られないこと、が特徴である。地球物理学のデータで認められた、黒海盆の地殻構造の亜大洋的な性質は、考えられるその起源と発達について、さまざまな説を生んだ。

1. 海盆は、きわめて古い大洋型地殻のレリックで、おそらく、地中海地向斜帯の生まれた時から存





17図 黒海水域の地質構造による分帯 (ツゴレソフら, 1985 による, 加筆)

1 - 大きな古第三紀の盆地と凹地の輪郭；2 - 二次的な隆起と盆地の輪郭；3 - 晩新世 - 始新世のアジャロ - トリアレチ凹地とバルカン凹地；4 - 大カフカス, 西ポント, バルカン褶曲構造；5 - クリミア・メガ複背斜；6 - 東ポント構造；7 - メシア卓状地プレートと前ドブルジア凹地の古生界 - 中生界の被覆層；8 - 前ドブルジア凹地中のジュラ紀の盆地の輪郭；9 - 北ドブルジアとプリブルト突出部の褶曲した古生界と三畳系；10 - 中部ドブルジアのリーフェイ紀の地溝；11 - 東ヨーロッパ古期卓状地の南限；12 - 地球物理学的「花こう岩層」の不在が予想される地域 (ネプロチノフらによる)。

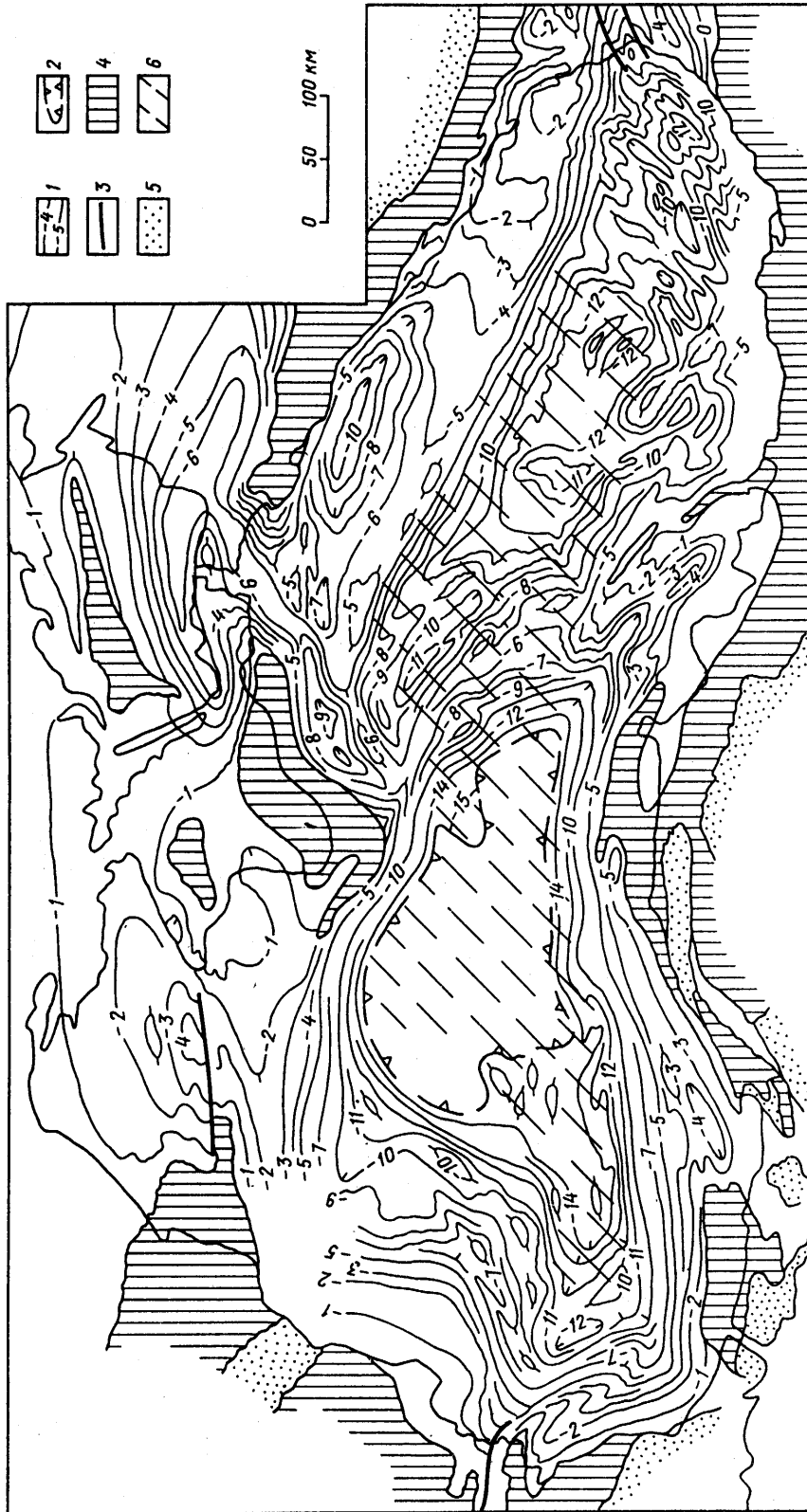
○内は構造の要素の番号。海盆：1 - 西黒海, 2 - 東黒海；凹地：3 - グリイスキー, 4 - ソロキ, 5 - ケルチ - タマニ, 6 - インドル - クバン, 7 - ツアプセ, 8 - シノプ, 9 - ブルガス, 10 - ニジネカムチイスキー, 11 - カルキニト, 12 - クレイロフ；堆：13 - グブキン, 14 - カラミト, 15 - アゾフ, 16 - アンドルソフ, 17 - シャツキー, 18 - 北クリミア, 19 - グダウタ, 20 - オチャムチル, 21 - キリヤ, 22 - ポルシュコフ, 23 - ドルジバ, 24 - アルハンゲリスク, 25 - ムラトヴ, 26 - チハハチェヴ, 27 - ジャネリジェ, 28 - ストラホフ, 29 - バリエルノエ, 30 - ゴリツィン, 31 - 周縁海段, 32 - アルメニア海盆, 33 - トラブゾン突出部

在する (ペイヴェラ)。

2. 海盆は、リフト起源で、中生代末か古第三紀の大陸地殻の移動を伴う断裂の結果、形成された(アタミヤ, ガムクレリジェ, ミハイロヴら)。
3. 海盆は、大陸地殻とマントル上部の物質的または相的变化——塩基性化作用 (ペロウソフ) あるいはエクロジャイト化作用 (アルチュシュコフ, ヤンシン, シュレジンゲル) ——による、物理的な性質の変化を伴う、古いマッシューフの深い沈降の結果、形成された。

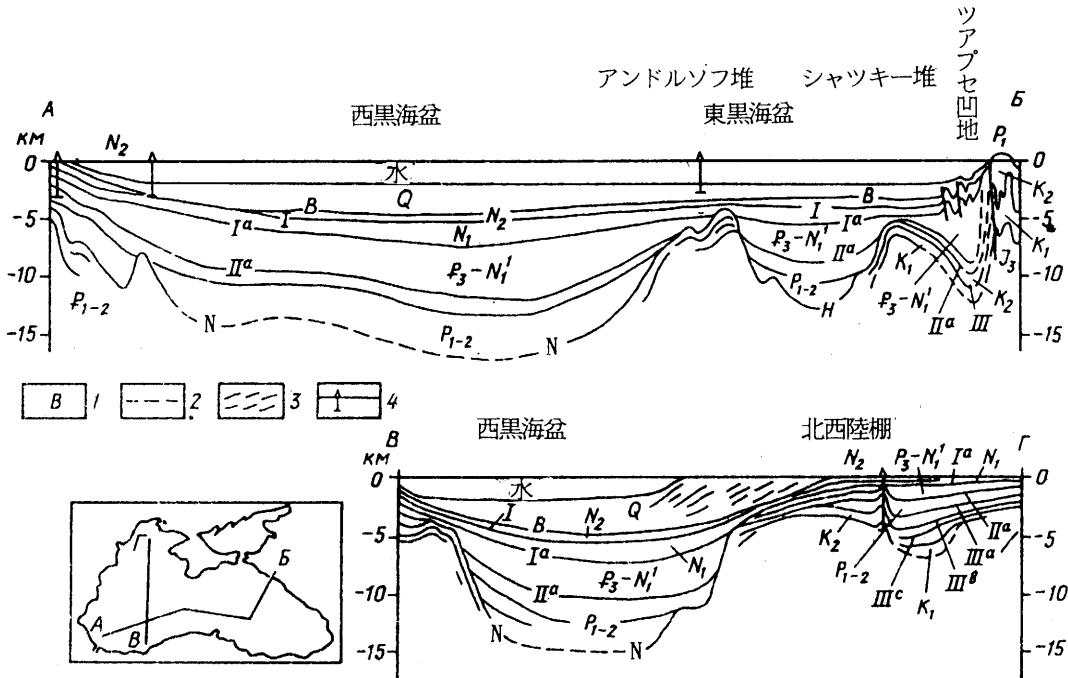
この海盆が (南カスピ海のように)、古い (前カンブリア時代の) 大陸地殻 (メシア, グルジアなど) をつくる地塊と一続きの地帯にあることは、レリック起源説と矛盾する。大変な堆積層の厚さ、海盆の断面中に、疑いなく白亜紀の堆積物が存在すること、低い熱流、海底地形にリフトの徴候がないこと、堆積層の構造、全体としてきわめて静穏で、ほぼ南北と北西方向の別々の線状異常帯がある磁場の特性は、リフト起源説と矛盾する。

黒海盆の内側部分が、古生代以前 (おそらく、リーフェイ紀以前) の大陸地殻をもつ古いマッシューフ——北西でメシア卓状地プレートに、東でグルジア中央マッシューフに移行——の場所にできた、という説が、最も信頼性がある。黒海マッシューフの沈降は (メシア地塊と同じだとすると)、おそらく、古生代



18図 ツゴレゾフら(1985)による中生界の面(SH, N 反射層)での黒海の構造図とネプロチメフらの研究者の二者択一的考えによる、地球物理学的“花こう岩層”不在と推定される地域

1 - 中生界の面の構造等高線, km; 2 - 中生界の面からの反射が得られなかった海域; 3 - 断裂線; 4 - 地表に出るか、薄い被覆層に覆われた中生界の岩石; 5 - 中生代以前の岩石の露頭; 6 - 地殻の“花こう岩層”不在と推定される地域 (ネプロチメフらによる)



19図 黒海盆の模式的な地震層位学的断面

ツゴレソフら, 1985による (水平縮尺は垂直縮尺の12.5分の1)

1 - 基準反射層; 2 - 反射層または種々の時代の層の境の延長 (推定したもの); 3 - 古ドナウ川デルタの大きな層理のある層; 4 - ボーリング孔. 多くの研究者の意見では, 地震学のN層は, 古第三紀の最下部 (白亜紀の被覆層) でなく, すべての堆積層の最下部 (西黒海盆と東黒海盆では地震学の”玄武岩層”の被覆層) であるが, N面までの堆積層は, 新生代だけでなく, 中生界, おそらく古生界をも含む (18図参照)

にすでに始まり, 中生代に続き, 新生代後期に強力になり, この時, これにアルプス・エビ地向斜性山岳構造の隣接地域も加わったのであろう. 海盆の沈降過程で, たぶん, 地殻の固化した部分と上部マントルの構造-物質的, 相(?)的变化が起きたろうが, その性質は明らかになっていない. 黒海と沿カスピ海, 南カスピ海盆の内側部分の深層構造の類似が注目されるが, このことから, これらは同じ起源である, と考えられる.

最初の超深層ボーリングで明らかにされた, 大陸の地殻中の高速コンプレックスと, “玄武岩層”とを, 形式的に最近まで同一視していた誤りに注目しよう. 後者は, コラの超深層ボーリングの断面では, 始生代の片麻岩コンプレックスであり, クリン盆地のサートリの超深層ボーリングの断面では, ジュラ紀中期の厚いひん岩層である. ある黒海盆の研究者 (ツゴレソフ) は, 内側部分の“玄武岩層”の被覆層は, 緻密な白亜系上部の石灰岩の面に当たるかも知れない, と考える. 最後に, 指摘しておかなくてはならないのは, 黒海盆の中央部での深層地震探査のデータの再解釈によつて, “玄武岩層”とされたコンプレックスの上部に, 薄い“花こう岩層”の存在が確認されたことである. このように, 黒海盆の深層構造と起源, 時代の問題は, 議論の余地があり, さらに研究を進めることが必要である.

### カフカス褶曲地域

カフカス褶曲地域は, アルプス地向斜帯の一環で, 大部分はソビエト連邦内にある. これによって, ソビエトの地質学者にとって最も重要である, アルプス帯の構造と発達を研究する自然の観察区としてのカフカスの価値は決定的なものとなっていて, カフカスの資料で多くの地質構造の研究法が編み出さ

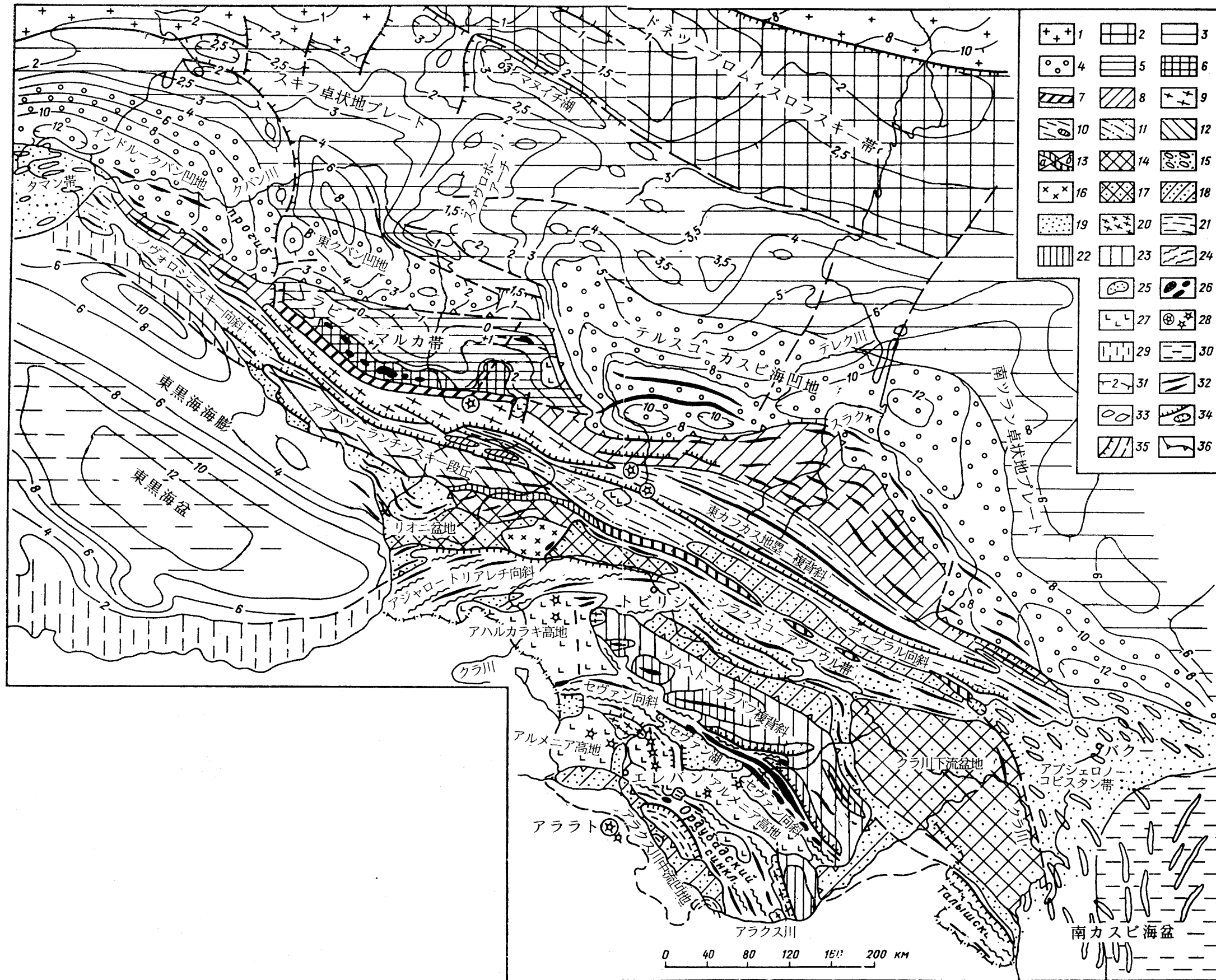
れ、地向斜作用の重要な規則性が確かめられたのも、偶然でない。そのほか、カフカスの地質の研究は、この地域が種々の鉱物、エネルギー資源が豊富なため、大きな実用的な意味がある。

カフカスの地形で大きな役割を果たしているのは、東南東にまっすぐに延びた長さ1,200 km、幅100~200 kmの高山からなる大カフカス構造と、弓形に北に張り出し、個々に高山地域がある、中山形で、幅200~250 kmで長さ600 kmまでの小カフカス構造——西で東ポント山脈、東でクバダグ、タリシ、エルブルス山脈に移行する——である。大カフカスでは、高さが4~5 kmまで、また、6 kmまでもある（エルブルス）主分水嶺と、より低く、主分水嶺にほぼ平行な、南斜面と北斜面のいくつかの山脈に分けられるのに対し、小カフカスでは、規模が多かれ少なかれ似ている、高さ2~4 kmの一連の山脈があり、その中軸地帯には、いくつかの山間盆地——その最大のものを、1.9 kmの高さに水面がある高山湖、セバン湖が占めている——がある。大カフカス構造、小カフカス構造は、前カフカス凹地、後カフカス凹地、アラクス川中流盆地地帯に縁取られ、また隔てられている。カフカス地域——黒海とカスピ海の間——の分水嶺は、ほぼ南北方向に横切る。これは、中央-前カフカスでは、西のクバン川流域と東のテレク川流域を分ける、スタヴロポリ隆起、大カフカスのエルブルス火山地方を通るが、後カフカスでは、あまり高くないイフスキーまたはスラム山脈——東の小さなリオニまたはコルヒダ低地と、東で一連の盆地と低山形の山々から成るクリノ凹地を隔てている——を通る。アラクス川中流盆地は、小カフカスと、その南に接するトルコ、イラン山塊を、また、アラクス川下流低地は、南東のカラダグ、タリシ山脈を隔てている。

19世紀半ばに始まった、カフカスの地質学的研究の先駆者は、アピフである。19世紀末、カフカスの火山活動の研究をレヴィンソン-レッシングが、カフカス地域の新第三系をアンドルソフが手がけている。20世紀の初めに、カフカスの各地で、革命後、最も広く活動を広げた地質学委員会の地質学者たち——輝かしいカフカス研究者養成学校を創設したゲラシモフ、ボグダノヴィチ、ゴルビャトニコフ、レンガルテン、レインガルド、ロビノソン、やや遅れてグブキン、パッフェンゴリツ、クズネツォフ、ヴァルダニャンツら——の研究が始まる。その古典的な研究は、カフカスの地質についての現在の知識の土台になった。戦前、ペロウソフは、カフカスの資料で相と厚さの分析法を完成し、地向斜作用のいくつかの規則性を解明する。ヴツソエヴィチは、大カフカスの南斜面の構造とフリッシュの構造を研究する。カフカスの広域地質と構造の発達の研究で大きな一歩を印したのは、ハインの研究であった。戦後グルジア（ジャネリジェ、ガムクレリジェ、ゾチェニジェ、トヴァルチレリジェ）、アルメニア（アスラニャン、ガブリエリヤンら）、アゼルバイジャン（アジズベコフ、カシュカイ、シハリベイリ）、北カフカスとモスクワ（ムラトフ、ハイン、アジギレイ、ミラノフスキー、ペロフ、クニッペル、コロノフスキー、ロミゼ、パノフ）に、大きな地質学センターと研究者養成学校が設立され、カフカス地域の地質構造とその発達の知識に非常に大きく貢献した。

## 地質構造

南が新しいスキフ卓状地プレートに接している、カフカスのアルプス褶曲地域の地質構造は、大きく縦方向の五つの地帯に分けられる。すなわち、前カフカス周縁凹地地帯、大カフカス褶曲構造（メガ複背斜）、後カフカス中央マッシュフ、山間盆地地帯、小カフカス褶曲構造（メガ複背斜）とアラクス川中流山間凹地、である（20図）。カフカスの構造には、横方向の累帯分布もはっきりと見られ、これは、すべての縦方向の地帯を横切る、ほぼ南北のトランスカフカス横断隆起帯と、それと平行の、いくつかの横走段丘——これから西と東に向かい、しだいに低くなる——の存在となって現れる。



20図 カフカスの模式的地質構造図

1 - 東ヨーロッパ古期卓状地; 2 - ドネツコ-セベロウスチユルト・メタ卓状地地域: 中生代新生代卓状地被覆層下のドネツコ-プロミスロフスキー・オーラコ地向斜褶曲帯; 3 - スキフ, 南ツラン古生界基盤卓状地プレート; 4 - 前カフカス・アルプス後期の周縁凹地, 新第三系, 第四系のモラッセに埋まる; 5-15 - 大カフカスのアルプス・メガ複背斜; 5-6 - ラビノ-マルカ帯 (スキフ卓状地南地域の大カフカス中央地区の隆起に参加); 5 - 低角単斜のジュラ系-古第三系の被覆層 (北カフカス単斜); 6 - 古生界褶曲基盤の突出部 (ペレドボイ山脈の隆起); 7 - チルニアウス-ブシェキスチスカヤ構造線地帯, 古生界とジュラ系から成る (大カフカスのアルプス地向斜の北限); 8 - 大カフカス・メガ複背斜の北翼, 中程度に褶曲した中生界から成る; 9 - 中央カフカスの地溝-複背斜, 原生代後期と古生代の変成岩, ヘルシニア花こう岩質岩から成る; 10 - 弱い変成作用を受けた, 完全に粘板岩質のライアス-アーレン階の厚い層から成る, メガ複背斜 (逆転した複背斜を含む) の軸部と南翼の激しい褶曲帯, その中の粘板岩質の古生界の突出部; 11 - 等斜褶曲のマルム統, 白亜系, 暁新統-始新統のフリッシュで埋まった, メガ複背斜南翼の複向斜; 12 - 中程度に褶曲した非フリッシュ中生界から成る, メガ複背斜南翼の複背斜と段丘; 13 - カヘチノ-レチフム構造線地帯 (大カフカスのアルプス地向斜南限: a - 凹地; b - 隆起); 14 - オクリボ-サチヘレ帯 (グルジア中央地塊地域の短軸褶曲をした中生界から成り, 大カフカス中央地区南翼の隆起に加わる); 15 - ベリクリナル沈降の大カフカスの短軸褶曲帯, 全く粘土質の新生代の堆積物から成り, 泥火山作用が見られる; 16-19 - 後カフカス, アラクス川中流山間凹地地帯, 主に新生代のモラッセに埋まる; 16 - グルジア中央マッシュフの原生代-古生代の基盤のジルリスキー突出部; 17 - 中央マッシュフに載る, 新生代後期の山間盆地地域; 18 - 同, アルプス・メガ複背斜の翼に載る; 19 - 山間盆地地帯, 非常に長く深く沈降し, 褶曲と押しつぶせ断層を終了したもの; 20-25 - 小カフカスのアルプス・メガ複背斜; 20 - 複背斜, 主に変成した上部原生界と下部古生界から成る; 21 - 同, 中部-上部古生界と三畳系から成る; 22 - 主に火山起源のジュラ系と白亜系から成る複背斜-内陸隆起; 23 - 同, 部分的な凹地; 24 - 複向斜, 主に白亜系と古第三系の火山起源-陸源層に埋まる; 25 - その中の内陸盆地, 漸新統, 新第三系, 第四系に埋まる; 26 - オフィオライト・コンプレックスと超塩基性岩マッシュフ (ラビノ-マルカ帯とジルリスキー突出部で下部-中部古生界, 小カフカスで中生界); 27 - 大カフカスと小カフカスの新第三紀と第四紀の陸上火山の火山岩の緩やかな被覆層; 28 - いくつかの鮮新世と第四紀の火山; 29 - 黒海盆の沈降に参加したメガ複背斜地域; 30 - 黒海盆と南カスピ海盆の深海盆地地域, 地球物理学的 "花こう岩層" を欠く; 31 - 各地帯の古生代と古生代以前の基盤の被覆層の構造等高線; 32 - 大きな線状の背斜と複背斜の軸; 33 - 緩やかな短軸背斜構造; 34 - 緩やかな衝上断層と異地性層; 35 - 急な断裂と撓曲; 36 - メガ複背斜と周縁凹地, 山間盆地との境界

前カフカスのアルプス後期周縁凹地地帯は、トランスカフカス横断隆起帯の軸部にある、小さなミネラルワダ鞍部で隔てられた、インドル-クバン凹地とテレスコ-カスピ海凹地から成る。周縁凹地は、漸新統-下部中新統のマイコープ層の厚い粘土層と、上に載る中新世、鮮新世と第四紀の陸源モラッセに埋められ、横断面は非対称である。その広く、ゆるい傾斜の北翼は、中生代-古第三紀の被覆層をもつスキフ卓状地プレート南部に載り、より狭く、急な南翼は、一部が大カフカスの中生代の地向斜の最北地域を継承している。周縁凹地の多くのものと違い、前カフカス凹地のカフカス構造への移行はなめらかで、ほとんどどこでも、衝上していない(21図)。地球物理学的データによると、前カフカス凹地の軸部での中生代-新生代コンプレックスの全体の厚さは、10~15 kmに及ぶ。

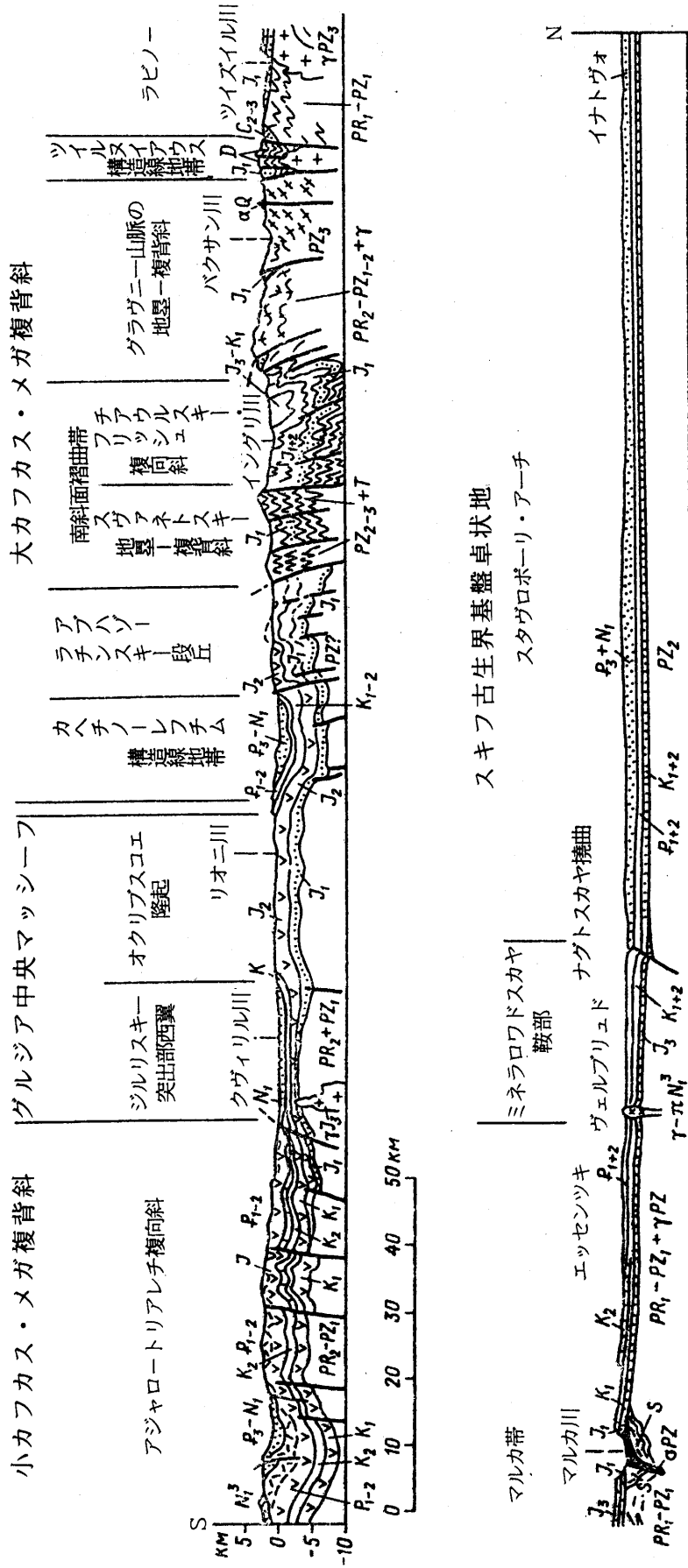
インドル-クバン凹地の西地域は、南がケルチ-タマン横断沈降帯と接する。特にクバン凹地の構造には、南で大カフカスの北西区と中央区に接する、二つの横断地域が区別される。すなわち、比較的広くて深い、長期にわたって沈降を行った、西クバン地域と、トランスカフカス横断隆起帯にある、より狭く、浅い、中新世末にその発達を終えた、東クバン地域である。クバン凹地の西部に、テレスカヤ、スンジェンスカジェンスキヤ帯と同様な、埋没した、クラスノダール背斜帯がある(以下参照)。テレスコ-カスピ海凹地は、長さが長く、幅が広く、構造が複雑なのが、インドル-クバン凹地と異なる。その西部の軸に近い地帯では、縦の狭い二つの背斜帯——テレスカヤ、スンジェンスカヤ——が区別され、地形には低山形の山脈となって現れる。マルム統-始新統の堆積物の構造は、これらを整合に覆うマイコープ層と新第三紀の堆積物に比べ、より複雑で不調和である。これらの地帯は、中生代以前の基盤中では、縦の深層断裂によってコントロールされているのであろう。周縁凹地の南縁に接する、第三のダゲスタン褶曲帯は、この東の延長である。さらに南東で、その南翼の構造は、大カフカス構造の北翼に直角に食い込み、クサルイ前山盆地を複雑にしている。

ミネラルワドスカヤ鞍部は、非常に緩やかに成層した、古第三系の堆積物から成る。その東部では、花こう閃長岩-斑岩の潜在ラコリス、火成ダイアピル、ラコリス型の、中生代後期の一連の小さな半深成貫入岩に切られている(ベシュタウ、マシユク、ズメイカなど)。これには、たくさんの鉱物資源がある。

大カフカスの褶曲構造は、山地クリミア同様、アルプス帯の側方分枝中に生じたが、ここではその分枝がより広く深く、地向斜の発達も、より複雑で、より長く続いた。この構造は、巨大な非対称性メガ複背斜で、はっきりと見られる核、比較的単純な構造の北翼と、強く褶曲し、逆転し、南に衝上した南翼がある(21図参照)。これは、走向に沿っていくつかの地区に分かれるが、それは、現在の地形の幅と高さ、アルプス以前の基盤の被覆層のヒプソメトリック上の位置、構造の特性によって区別される。トランスカフカス横断隆起帯中にある中央地区(東経40°と44°の間)が最も高くなり、幅が広い(200 kmまで)。その中の褶曲構造の核でも、多くの両翼地域でも、中生代以前の基盤が地表に突き出ている。西では、より狭く(50~60 km)、地形的に、また構造的に、隆起が小さい、北西地区に接し、北西地区は、ケルチ-タマン横断沈降帯——大カフカスと山地クリミア構造を隔てる——に接する。東で中央地区は、広い(150 kmまで)が構造的な隆起はより小さな東地区(この核にジュラ系下部が露出)とは、狭くなることにより、後者は、狭く(約50 km)短い、隆起がさらに小さな南-東地区とは、北-西地区に似た構造と地形の特性により、区別される。さらに東に、アプシェロノ-プリバルハン横断沈降帯があり、大カフカス構造とコペトダグ構造を隔てている。これは、きわめて長く延びている(400 kmまで)ことが、同系統のケルチ-タマン帯とは違っている。

中央地区で核の役をしているのは、原生代-古生代中期の片麻岩と片岩、古生代後期のミグマタイトと花こう岩から成る、平行六面体の地塊——中生代地向斜の北翼内に生まれた、グラヴニー山脈の地畧

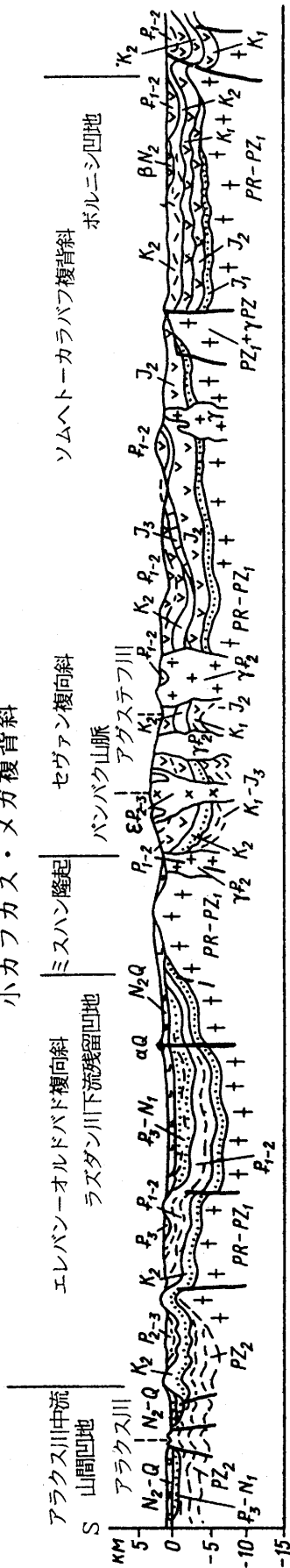
A



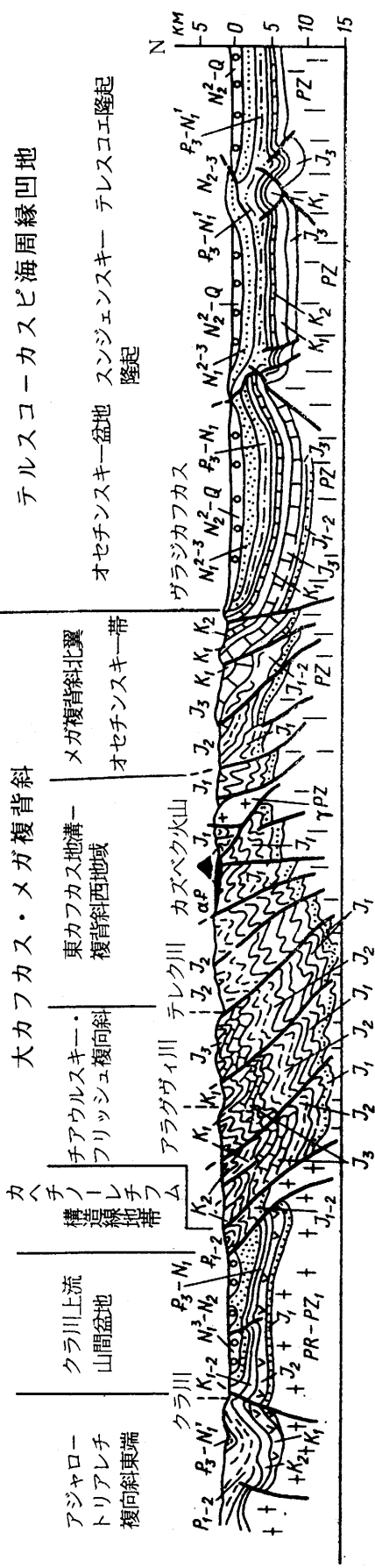
21図 a カフカス褶曲地域の地質断面 (その1)

B

小カフカス・メガ複背斜



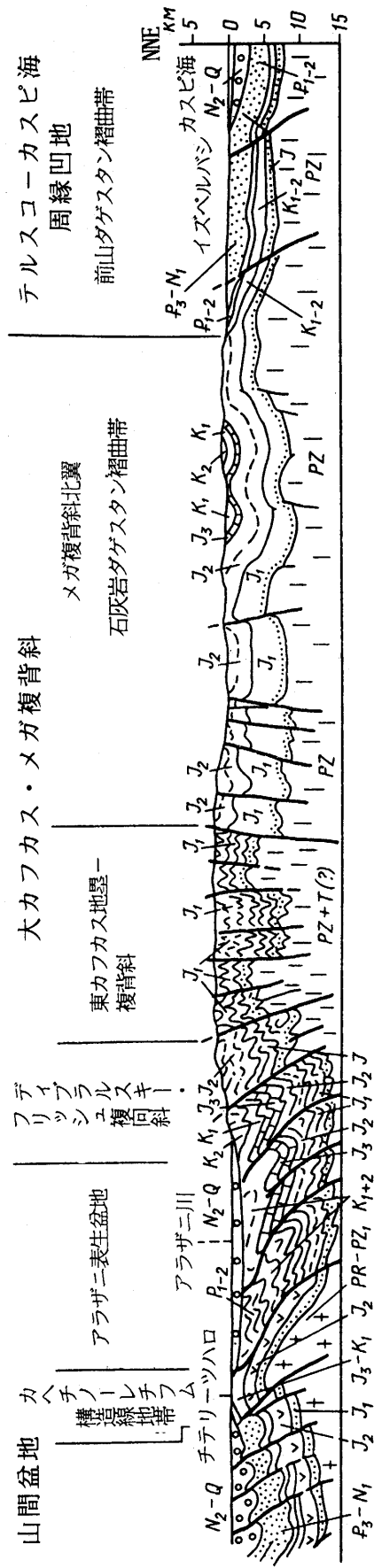
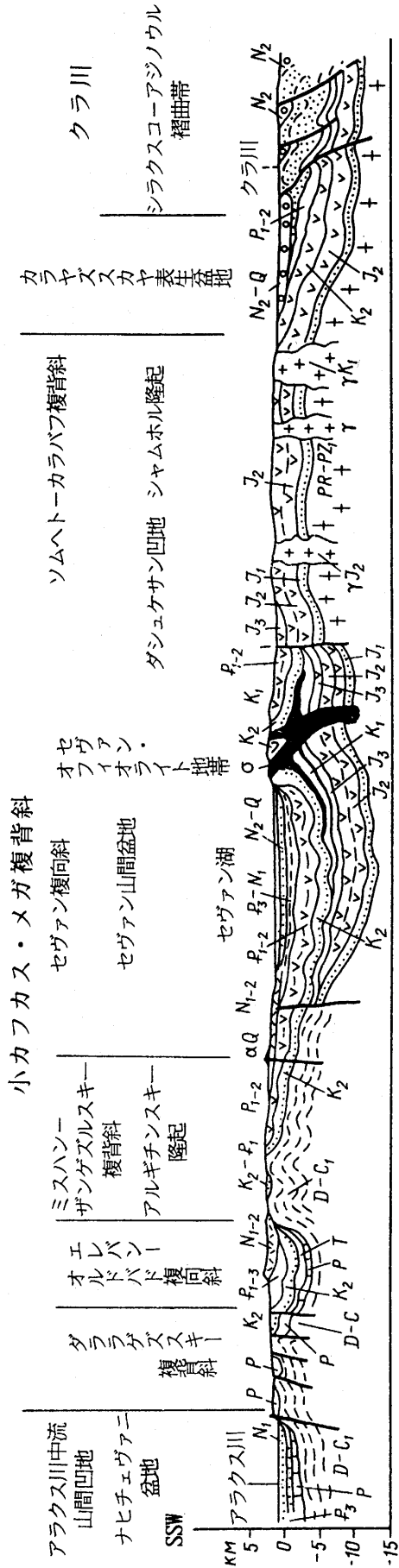
大カフカス・メガ複背斜



21図b カフカス褶曲地域の地質断面 (その2)



B



21図c カフカス褶曲地域の地質断面 (その3)

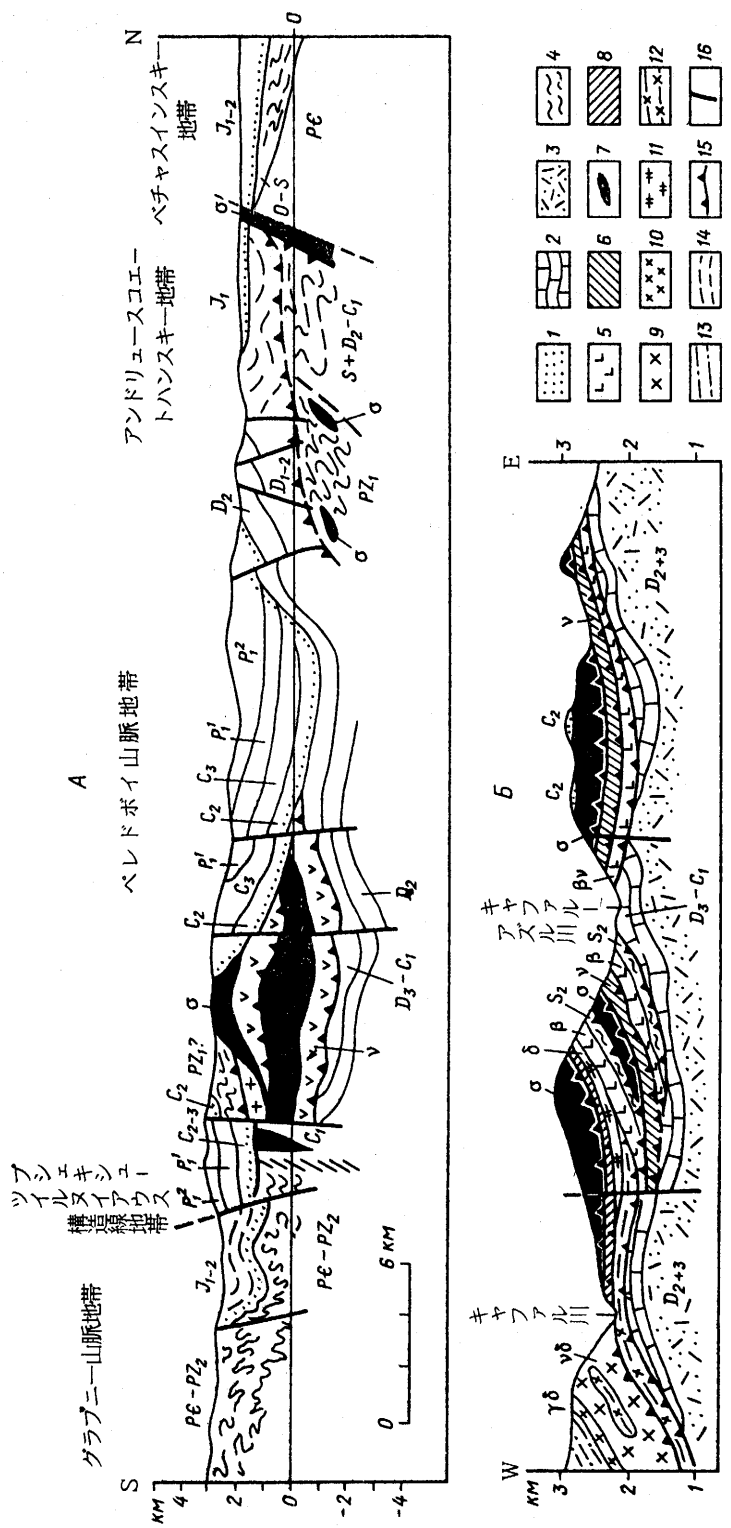
- 複背斜——である。ライアス統のスレートに埋められ、やや狭く、南に傾いている、地溝-向斜が、これをさらに小さな地塊に分ける。中生代に大カフカス地向斜の北限となった、急な断裂で限られた狭いチルニアウス構造線地帯が、中央カフカスの核とその北翼——ラビノ-マルカ帯——を隔てる。アルプス構造には、その広い北部が、バイカル-サライール、ヘルシニアの基盤に不整合に載る、厚さ2~3 kmの卓状地型のジュラ紀、白亜紀そして古第三紀層から成る、典型的なケスタがある、ゆるい傾斜(10~20°)の単斜の形で現れるが、より狭いその南部は、ペレドボイ山脈のジュラ紀以前の褶曲基盤の突出部となって出現する。

ラビノ-マルカ帯は、新生代末、中央カフカスのドーム状隆起中にできた、スキフ卓状地プレートの南部地域である。しかし、ヘルシニア輪廻中に、その南部(ペレドボイ山脈)に、地中海帯の主な優地向斜帯の一つがあった。これは、古生代中期の火山-頁岩層でできていて、おそらく、南から移動して来て、石炭紀に共に変形した——ズデーテン相——、オフィオライト層に覆われる(22図)。ヘルシニア輪廻の造山期に、これらの層の一部は、いくつかの深い山間盆地を埋めた、古生代後期のモラッセの下に埋没した。ペレドボイ山脈の複向斜から北で、中生代以前の基盤構造では、小さなハサウトスキー複向斜で複雑になった、ベチャシンスキー複背斜が目立つ。

グラブニー山脈の地塁-複背斜は、南で、エルブルス以南でナッペに移行する、いわゆるグラブニー衝上断層の面で、南斜面の褶曲帯に衝上する。この地帯は、大カフカスの中生代地向斜帯——ヘルシニア輪廻の劣地向斜凹地を継承したもの——の場所にできた。これは、ライアス-ドッガー世の厚い頁岩層から成り、マルム世と白亜紀のフリッシュ・コンプレックスに覆われ、激しい圧縮による衝上断層で複雑になった、南に倒れる褶曲をつくる。狭いスヴァネトスキー複背斜では、下から古生界中部、上部の炭酸塩-頁岩層が突き出ている。

これより南に、中生代の地向斜の南翼に生じた、アブハゾ-ラチンスキー帯が延びている。これは、ライアス統の陸源層とドッガー統の火山起源の層と夾炭層から成り、マルム世以前の花こう岩質岩に貫かれ、マルム世と白亜紀の本質的な炭酸塩堆積物に不整合に覆われ、比較的簡単で大きな褶曲をしている。その南を、狭いラチャ-レチフム地溝-向斜をつくり、マルム世、白亜紀、古第三紀の岩石で埋まった、レチフム構造線地帯に限っている。これは、大カフカスのアルプス地向斜の南を限る構造線の場所に生まれた。中央カフカスの隆起中にも、短軸褶曲をした、ジュラ紀と白亜紀の岩石から成る、グルジア中央マッシュフ地域——オクリボ-サチヘレ帯が生まれた。トランスカフカス横断隆起の東部は、最近出現した火山の活動地域——火山の中心、被覆層と貫入岩体が大カフカス内にあるエルブルス、ツイルヌイアウス、ラビノ-マルカ、ミネラロワドスカヤ鞍部、カズベク——と一致し、これらの火山岩は、中央カフカスと東カフカスの漸移帯、主山脈と南斜面地帯に広がる。

大カフカス構造は、中央地区の西と東で非常に狭まり、グラブニー山脈地帯の古生代基盤の突出部は沈降し、北の地帯(ラビノ-マルキン、ツイルヌイアウス)の延長は、周縁凹地のモラッセ下に隠れる。中央プシェハ-アドレルから横断断裂帯で切り離された北-西地区で、メガ複背斜の中軸地帯の役をしているのは、南斜面地帯の北部の西の延長上にできた、ライアス統とアーレン階から成る、ゴイトフスキー複背斜である。その北に、アビノ-グナイスキー複向斜——楕形の褶曲をしたマルム-始新世のフリッシュから成り、南翼は、ノヴォロシースキー複向斜となる——が広がる。これは、南に倒れた小褶曲をつくり、小さいデッケに移行する衝上断層で複雑になった白亜紀-始新世の厚いフリッシュに埋まっている。この複向斜の南部は、黒海の海岸で斜めに切られていて、地震学的データによると、黒海底に延びている。北-西カフカス構造は、しだいに縮小し、沈降しながら、アナパ地方で急に、ケルチ-タマン横断沈降帯の新第三紀-第四紀のモラッセ下に沈む。



22図 大カフカスのパレドボイ山脈地帯中央地域の地質学的横断面 (A) と縦断面 (B)  
(ハイン, 1979 による)

断面Bの略号：1 - 古生界中部；2 - ファーマメン-ツルネ階-石灰岩，千枚岩，綠色片岩；3 - デボン系中部-  
上部-凝灰質礫岩，凝灰岩；4 - シルル系 (?)；5 - テベルデニ累層-綠色片岩と千枚岩；6 - 斑れい岩-閃緑岩；  
7 - 蛇紋岩化した超塩基性岩；8 - 角閃岩；9 - 斑れい岩-閃緑岩；  
10 - トーナライイト；11 - 閃長岩-閃緑岩；12 - 複雲母ざくろ石-石英-斜長石片岩；13 - 複雲母ざくろ石-十字  
石片岩，十字石-角閃石片岩；14 - 黒雲母片麻岩；15 - 緩い衝上断層；16 - 急な断層

中央地区から東地区への移行は、局地的な、グルジア軍用道路地域のメガ複背斜が狭くなること、となって現れる。東地区で北翼の役をするのは、ダゲスタンスキー石灰岩地帯——中央カフカスの地塁-複背斜上と主にマルム世と白亜紀の地層から成り、大きなカーブを描いて波打っている褶曲をつくる——である。東カフカスの地塁-複背斜——東で大きく広がっている、中央カフカスの南斜面の延長部分で、圧縮褶曲（等斜褶曲に至る）した、本質的な厚い片岩層から成る——が、中軸隆起の役を果たしている。この構造の南翼を、チアウロ-ディブラル・フリッシュ複向斜——その構造上の位置、断面、非対称的で、南に傾き、衝上する構造は、ノヴォロシースキー複向斜に似ている——がつくる。この大部分は、その南を取り巻くカヘチノ-ヴァンダム構造線地帯（レチフム構造線地帯の東の延長）と同じように、アラザニ表生山間盆地の下に隠れる。

狭い南-東地区は、サムル横断深層断裂帯で東地区から隔てられている。その東では、大カフカスの北翼の大部分が、クサルイ前山盆地の下に隠れる。シアザニ断裂でこれと隔てられた、南-東カフカス構造の北翼は、ベシュバルマクスキー複背斜とヒジンスキー複向斜をつくり、東で沈降する東カフカスの中軸隆起の延長は、トファンスキー複背斜を、また南翼は、チアウロ-ディブラル・フリッシュ複向斜とヴァンダムスキー構造線地帯の延長をつくり、中に、いくつかのナツペが見られる。

バクーより西で、南-東地区の褶曲帯は、カスピ海の水面下に隠れ、大カフカスのペリクラインの末端のアプシェロノ-コブイスタン帯——アプシェロノ-プリバルハン横断沈降帯の西地域——の厚い新第三紀-第四紀のフリッシュ・コンプレックス下に沈む。楕形、短軸、しばしば貫入褶曲であるのが、その特徴で、扇状に南東に向かって広がり、泥火山が広く発達する。

大カフカス構造と小カフカス構造の間に、黒海盆、カスピ海盆と同じ地帯にある、後カフカス中央マッシーフと山間盆地地帯が広がる。その後期アルプス構造の主な要素は、新第三紀と第四紀の厚いモラッセに埋まった山間盆地——黒海盆側で深く広くなるリオニ、はるかに広く深く、複雑な構造のクラ——、これらを隔てる、トランスカフカス横断隆起帯の最も隆起した東部にある、中生代以前の基盤のジルリスキー突出部、である。ジルリスキー突出部の基盤は、基本的には、先カンブリア界上部の変成岩、それと古生界上部の火山岩と花こう岩質岩である。この中には、オフィオライトを含む、激しい構造運動を受けた古生代の岩石が発達する、狭い地帯もある。

本来のアルプス輪廻の地向斜段階の間に、後カフカス地帯の所に、バイカル(?)基盤をもち、北の、ヘルシニア地向斜地域の南（ゴンドワナ）縁、あるいは、二つの独立したマッシーフ——グルジアとアゼルバイジャン——の隆起帯を継承した、中央マッシーフがあつた。その地域は大部分が、アルプス輪廻の造山期に深く沈降した。グルジア・マッシーフ（“グルジア地塊”）の場所に、リオニ盆地と、クラ盆地の最も西の部分——ジルリスキー残留隆起で隔てられた——が生まれ、アゼルバイジャン・マッシーフの場所に、後者の大きな東部が生まれた。リオニ盆地は、大カフカスと小カフカスに接する周縁褶曲帯と、後の沈降に加わった、わずかに変形した内帯に分けられる。ジルリスキー突出部の変成した基盤は、ジュラ系、白亜系、漸新統-中新統の被覆層で覆われる。大部分は、バイオスひん岩層以外は、薄い浅水性堆積物である。

クラ盆地の中は、三つの地区に分けられる。西地区は、狭くて比較的浅いクラ川上流盆地で、グルジア・マッシーフの東地域に重なる。これより広い中央地区は、三つの地帯に分かれる。内側のシラクスコ-アジノウル地帯は、厚い漸新世と新第三紀の堆積物に埋められた、深い新生代の凹地に形成された。これは、鮮新世-第四紀に、強く圧縮され、鉛直運動の符号が逆転し、同名の複背斜に変わり、全体として南の小カフカス側に動く衝上断層により、複雑になった。地形に現れたいくつかの褶曲の成長は、第四紀に続いた。アラザニ川（北で）とクラ川（南で）中流の縦谷を占める周縁地帯は、大カフカス、

小カフカス構造の周縁地域に重なる、鮮新世後期 - 第四紀の浅い山間盆地である。最も広い東地区——アゼルバイジャン・マッシーフに載り、新第三紀 - 第四紀のほぼ水平な堆積物で埋まる、クラ川下流盆地——は、サートリヌィ超深層ボーリングのデータによれば、その下に、白亜系上部の炭酸塩堆積物があり、さらに下には、厚さ 5 km 以上のバイオス期、一部にジュラ紀後期と白亜紀の火山起源の層がある。

褶曲構造の方向性が、隣接する中央マッシーフから出ている地中海帯の多くの地域と違い、後カフカス地帯では、大カフカス構造のグルジア・マッシーフとアゼルバイジャン・マッシーフへの、また、小カフカスの北（アジャロ - トリアレチ）地帯のグルジア・マッシーフへの、衝上が観察される。

小カフカス褶曲構造（メガ複背斜）は、地中海帯のアルプス地向斜凹地の中央分枝中に形成された。これは、地形、構造、地史の一連の特殊性によって、大カフカスの構造とは異なっている。すなわち、弧状をなすこと、中軸の隆起がなく、ある横断地区に、規模は近いが時代が大きく異なる、いくつかの背斜地帯と向斜地帯の沈降と大きな変形があること、全体として、圧縮による変形がそれほど激しくないこと、大部分の地帯で、一部の構造が覆瓦状に分布すること、ヘルシニア輪廻中に、はっきりした地向斜の発達した徴候がないこと、中生代のオフィオライトが広く発達すること、新生代の火山活動と深成活動、これと関連した内成有用鉱物が大規模に出現すること、である。

小カフカスの構造は、それぞれ大カフカスの中央地区と東地区の南にある、二つの大きな地区に分けられる。相対的により隆起した、前アルプス基盤と、もとの地帯のほぼ東西の方向をもつ西地区と、もとの地帯の南東の方向をもつ東地区である。小カフカス構造の南東の延長上（そして大カフカス構造の南 - 東地区の南）に、アルプス帯の褶曲構造の中央分枝のさらに低い横断地区——地表では、ほとんどタリシユ、アラクス川中流盆地の新生代の地層から成る——が広がる。このように、前カフカス、大カフカスに特有な横断地区は、アルプス帯の内側部分にも見られる。小カフカスの構造は、基本的には白亜系上部と古第三系の堆積 - 火山起源の層から成り、特にアルプス輪廻の地向斜段階の成熟期の特殊な地向斜性凹地にできた、三つの複向斜帯と、これと交代する、その構造と地史が本質的に異なる複背斜帯、に分けられる。

最も北のアジャロ - トリアレチ複向斜帯は、小カフカスの西地区にのみ出現する。バツミの西で、これは黒海の南東部の水面下に去り、沈降し、おそらく、シラクスコ - アジノウル帯南部のモラッセの下に延びているのであろう。北では、グルジア中央マッシーフのジルリスキー突出部、リオニ、クラ川上流山間盆地に、いくらか衝上している。地向斜凹地——ここにアジャロ - トリアレチ帯が生まれた——は、白亜紀中期に、グルジア・マッシーフの南部に載り、その地殻は細分され、広がったが、その大陸的な性質は失われなかった。白亜紀後半、暁新世、始新世の大規模な海底の火山活動を伴う、深い沈降の後、この凹地は、漸新世に圧縮され、きわめて簡単な、横断面ではいくらか扇形をした、線状の褶曲構造をつくった。

南東には、ソムヘト - カラバフ複背斜帯があり、これは、西では、新第三紀 - 第四紀の陸上の火山岩がゆるやかに堆積した被覆層、アハルカラヤ火山台地の上部の南北に並んだ火山の下になっている。これはジュラ紀、一部は白亜紀後期の堆積 - 火山起源の厚い層で、中生代の花こう岩質岩に貫かれ、大規模で、比較的ゆるい傾斜の短軸褶曲をつくり、南東部では、一般方向と斜交する、線状の褶曲をつくり、隣りのセヴァン帯に衝上する。中生代コンプレックスは、バイカル基盤——ヘルシニア花こう岩に貫かれ、一部は古生層上部に覆われている、この地帯の比較的隆起した西部の隆起の核部分に突き出ている——に不整合に載る。ソムヘト - カラバフ帯は、おそらく、小カフカスの前期アルプス（ジュラ紀）の優地向斜——やや薄くなった大陸地殻をもち、その中の沈降は白亜紀末に終わった——の北東縁に当た

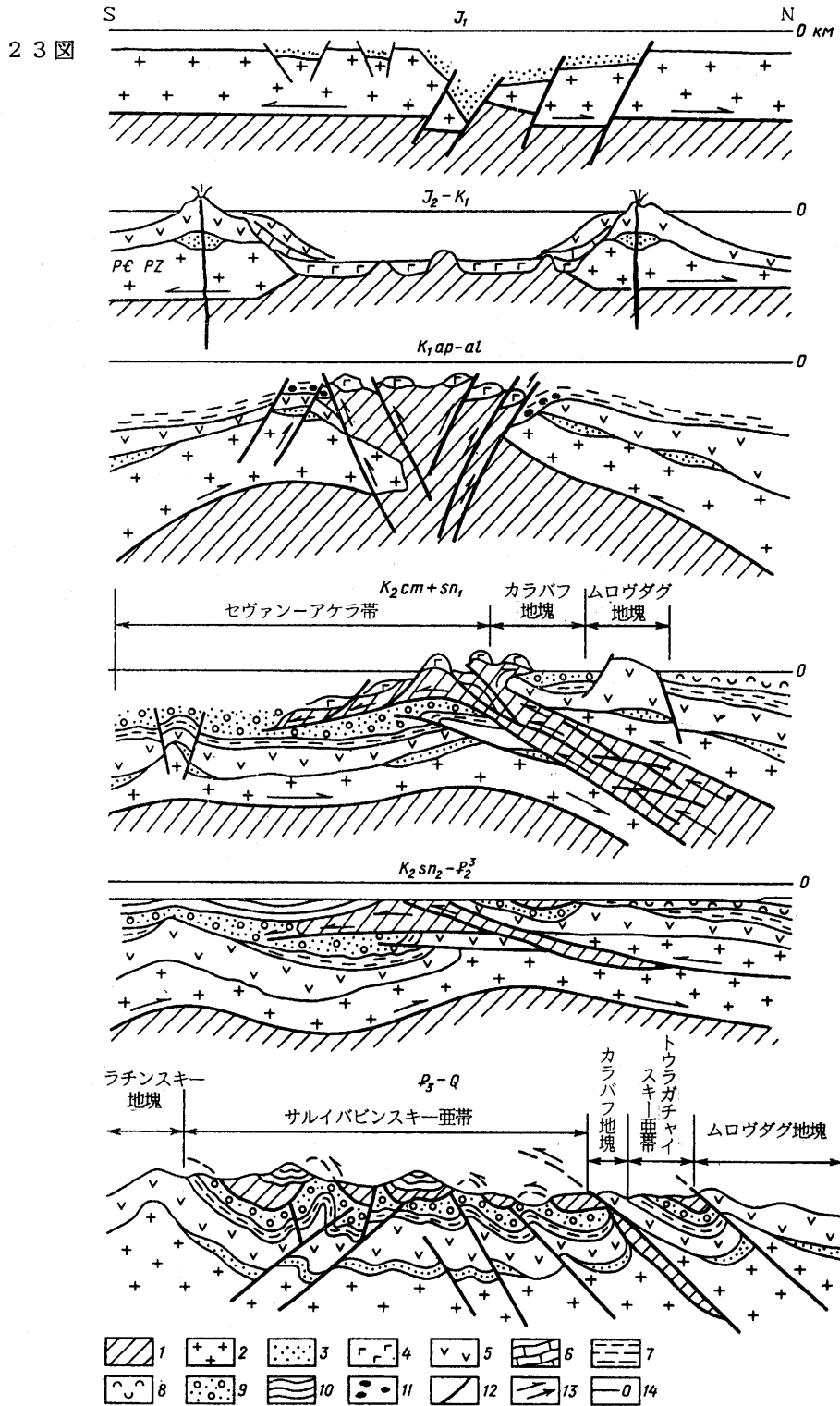
るであろう。

小カフカス構造の軸の位置を占めるのは、セヴァン複向斜帯である。その北翼には、構造的なブロック、“レンズ”の形で、また、激しく褶曲し、衝上断層で断たれた白亜系上部の火山起源-堆積層の間でメラングジュ、オリストストロームを構成するものとして、中生代(ジュラ紀?)のオフィオライト岩類が広く分布する。古第三紀末、大きな線状褶曲をし、花こう岩質岩に、さらに地向斜帯としては小さい、中央型のパンバクスキー・アルカリ・マッシーフにも貫かれた、厚い始新世の火山起源の層が、この地帯の面積の大部分を占める。セヴァン帯は、おそらく、中生代(ジュラ紀)の小カフカス優地向斜の軸部の所に生まれたもので、この中で、ジュラ紀に、水平方向の伸長が、大陸地殻を完全に分裂させ、大洋型地殻をもつ幾分広い地域を形成させたが、これはその後の衝動的な圧縮(白亜紀)で破碎され、一部はメラングジュに変わり、また、オフィオライト層の形で絞り出された(23図)。古第三紀に、セヴァン帯の地殻は、再び破碎され、いくらか拡大し、深く沈降したが、これに伴い、安山岩質の火山活動があり、古第三紀末の新たな収縮で終わった。セヴァン複向斜の中央部に、セヴァン山間盆地があり、新第三紀-第四紀の火山岩と堆積物で埋められ、セヴァン湖に占められている。セヴァン複向斜の南東地域では、南西に、ソムヘト-カラバフ帯と同じジュラ紀の火山起源の層から成る、カファン隆起が接している。これは、中生代の小カフカス優地向斜の南西に突き出た部分の小露出地域、あるいは、衝上断層か、押しかぶせ断層型の緩い断裂で西に動いた、ソムヘト-カラバフ帯の断片である。

小カフカスのより南の地帯は、白亜紀後期より古くない沈降に加わった、バイカル基盤上に形成された。セヴァン帯の南西は、急な深層断裂で、ミスハン-ザンゲズルスキー複背斜帯から隔てられた。これには、原生界-古生界下部(ミスハン)変成岩、あるいは、古生界中部-上部(ザンゲズルスキーなど)の堆積物から成るが、その面積の大部分と隣接地帯の隣接部の大部分は、中央アルメニア火山台地の新第三紀と第四紀の陸上でできた溶岩と凝灰岩の緩やかに堆積した被覆層、最後の多数の新しい火山に覆われる。中で最大のもの——アラガツ復成火山(高さ4 km)マッシーフ——は、この地帯の西部にある。さらに西南に、エレバン-オールドバド複向斜帯があり、白亜紀後期と古第三紀の火山起源-堆積物層で埋められ、カフカスで最大のメグラ-オールドバド深成岩を含む、始新世後期-漸新世の花こう岩質岩体に貫かれている。この地帯の中央、白亜系上部の間に、ヴェディ・オフィオライト地帯か、コニヤック期にセヴァン・オフィオライトと共通のものから構造的に南に動いた、異地性の根の地帯のものである、オフィオライト・コンプレックスが露出する。デボン-三畳紀の卓状地プレート型炭酸塩堆積物と薄い白亜紀後期-古第三紀の堆積物から成り、これらと共に、古第三紀末に褶曲と逆断層-衝上断層による擾乱を受けた、小さなダララゲズスキー複向斜は、小カフカスの最も南の要素である。

同じような岩石は、南と南西を小カフカス構造が限る、アラクス川中流山間表生凹地の浅い盆地の基盤をつくり、その中のジュリファ隆起、などの小隆起中に出現する。東の盆地——ナヒチュヴァニ——は、漸新世後期-中新世の大陸性モラッセに埋められているが、より西の盆地——アララト——も、鮮新世-第四紀の堆積物に埋められた。小カフカスと、南に接するアルメニア高地地方(s.l.)のかなりの部分は、中新世後期、鮮新世、第四紀の陸上噴火の火山の溶岩と火山碎屑物の被覆層に覆われ、多数の死火山が散在する。アハルカラキ高地、アラガツ火山、トルコ領アルメニアにある最大の復成火山、アララト、テンデュレク、ニムルドその他を含むこれらの被覆層の主な部分は、小カフカスの火山地域と同様、トランスカフカス横断隆起帯内にある。

小カフカス構造の南東に、この構造とは、クラ川下流盆地に現れるアラクス川下流横断表生凹地で隔てられ、古第三紀の火山起源-堆積物から成る、タルイシ褶曲帯がある。タルイシ帯が、小カフカスのどの地帯の延長かは、十分に解明されていない。タルイシ帯は、東を南カスピ海盆の西岸で切られてい



23 図 小カフカスのセヴァン-アケラ帯の構造の形成段階 (ガサノフ, 1985 による)

1 - 優黒質基盤 (超塩基性岩, 斑れい岩質岩, 蛇紋岩化したメランジュ) ; 2 - 花こう岩 - 変成層, 古生代末にできたもの ; 3 - 陸源ライアス統 ; 4 - ジュラ系 - 白亜系最下部の玄武岩, 深海堆積物 (放散虫岩と, マイクリチック石灰岩) ; 5 - ドッガー統 - マルム統 - 白亜系最下部の分化した安山岩玄武岩系 ; 6 - マルム統 - コニャック階の炭酸塩堆積物 ; 7 - アプト階 - オープ階の礫岩, 泥岩 ; 8 - 細分されていない白亜系上部堆積物 ; 9 - セノマン階 - サントン階下部のオリストストローム ; 10 - セノン階上部 - 始新統の細分されていない堆積物 ; 11 - 超塩基性岩の大礫 ; 12 - 断裂による擾乱 ; 13 - 地塊の運動方向 ; 14 - 海水面

るが、南では、より隆起したエリブス褶曲構造がこれと接する。

深層構造と地球物理学的場。深層地震探査のデータでは、大カフカス構造の下の大陸地殻は、厚さが40 kmに近いスキフ卓状地や前カフカス周縁凹地に比べて厚く(最大50~55 km)、厚さが40 kmから50 kmまで変化する後カフカス山間地帯に比べると、あまり厚くない。小カフカス中の地殻の厚さは、35 kmから50 kmまで、およびそれ以上である。大カフカスの地殻が厚くなるのは、大部分が、花こう岩-変成層の厚さが増すことによるもので、その上、中央地区下のその最下部、深さ20~30 kmには、異常に熱せられて密度の低下したレンズ状の地帯(おそらく、最新の火山活動がコントロールしている)が出現する。後カフカス地帯で局地的に地殻が厚くなる(ジルリスクイ突出部、クラ川下流盆地など)のを、ふつう、その下の層(“玄武岩層”)の隆起と関連づけているが、深さ9 kmで、まだ中生代の基盤に達しないサートルイ超深層ボーリングの結果から、これには疑いがもたれる。多くの研究者は、南を大カフカスの核が限り、後カフカス山間地帯との境となっている北に倒れた衝上断層が、深く地殻に入り込み、少なくとも、“花こう岩-変成層”の位置を動かし、マンツルの上部に達したろう、と推測する。あるプレートテクトニクスの支持者たちは、この面を古ベニオフ帯とし、これに沿って、以前、後カフカス地帯の地殻のサブダクションがあった、とする。

大カフカスの中央地区と小カフカスの大部分は、熱流量が異常に大きいのが特徴で、最近の火山活動の出現、それと、大きな、長く延びて、南はアフリカ-アラビア・リフト系に達する、広域的、アイソスタチックな重力異常のマキシマムは、この大きな熱流量と関係がある。こうした現象はすべて、次には、トランスカフカス横断隆起帯の下に、南に向かって広がり、北に向かってしだいに狭まる、マンツルダイアピルの存在を予測させる。

全体としてカフカス地方は、激しい地震活動があるのが特徴である。その地殻中で、震度7以上、マグニチュード6~7までの地震が繰り返し起こった。南西のアハルカラキ高地(カフカスのもっとも地震の多い地域)からカズベク地方を通して、北東のチェチェニ-イングシェチーまで延びる地帯は、地震活動が最も活発である。それから西と東に遠ざかるにつれ、カフカスのすべての縦走地帯で、全体として地震の活動はしだいに弱まる。ただし、その外(ソチ、西グルジア、シェマハ、ザンゲズルスキー地方)にも、比較的激しく、頻繁な地震が見られる。

## 層位学

カフカスの一連の縦走地帯で知られている、最古の変成層は、原生界上部、たぶん、リーフェイ系中部(?) - 上部とヴェンド・コンプレックスのものである。これは、ほとんどすべてが、トランスカフカス横断隆起帯に露出する。ベチャスインスキー帯では、これらが、全体の厚さが6 kmまでの一次的-堆積-火山起源と陸源の岩石——ハサウトスキー統(角閃岩、黒雲母-石英片岩、複雲母片岩、緑泥石片岩、ひん岩質岩、斑岩質岩)とチェゲム統(珪岩質片岩、アルバイト片麻岩)として現れる。この年代をはっきりと示すのは、バイカル後期の花こう岩質岩(6.45~5億年)に貫かれた、雲母片岩の変成作用のただひとつの同位体による時代測定(8.7億年まで)と、その被覆岩(?)中に、カンブリア中期の石灰岩の礫を含む礫岩があること、である。ベレドボイ山脈地帯の西部で、構造的に(?), わずかに変成したデボン紀の層に覆われた角閃岩、ざくろ石、雲母斜長石片麻岩、白雲母片岩コンプレックス(3.5 km)は、先カンブリア時代の可能性がある。

中央カフカスのグラヴニー山脈地帯の変成コンプレックスの時代は、議論のあるところである。ある研究者は、これを本質的に先カンブリア時代のものとし、他の研究者は、古生代中期とする。その下部



——準片麻岩と正片麻岩、雲母片岩、もっぱら角閃岩相の低圧下で変成した、角閃岩の役割が小さな場合はミグマタイト、のマケルスキー統——は、原生界上部のものであろう。これを先カンブリア時代とする上で有利に働くのは、グラニュライト相の変成岩があり、7.9億の年代の最古の花こう岩に貫かれていること、である。

後カフカス山間盆地と小カフカスの北部で、ジルリスキー、フラミ、ロクサ隆起に突出する、複雲母、黒雲母、黒雲母-ざくろ石片岩、角閃岩、角閃岩と角閃石片麻岩の挟みをもつ斜長片麻岩は、原生界上部のものであろう。より南のミスハン隆起には、全体の厚さが3 kmまでの二つの変成層がある。下の層は、角閃岩相の一次的-堆積岩——石英-石墨片岩、アングルサイト-複雲母片岩、珪岩、大理石、上の層は、緑色片岩相の一次的-堆積-火山起源の岩石——千枚岩、緑色片岩、斑岩質岩、大理石、である。下の層の変成作用は、6.6億年（リーフェイ紀末）前とされ、上の層はヴェンド・コンプレックス-古生界の最下部に入る可能性がある。同様のものが、ザンゲズルでも知られている。

ベロフにより最も詳細に研究された古生代と三畳紀の層は、先カンブリア時代の層よりカフカスにより広く、また、主としてトランスカフカス横断隆起帯に分布し、小カフカスの南でだけ、それよりいくらか南にも露出する。大カフカスの中央地区の北翼では、古生界はベチャスインスキー帯とペレドボイ山脈中にある。ベチャスインスキー帯では、ハサウトスキー層の変成岩の上に、基底礫岩を挟んで不整合に、モラッセ質の雑色の砂岩、泥岩層（1 km以上）が載り、これはその地質学的位置によって、カンブリア系上部-オールドビス系、そしておそらく、シルル系下部に入るものであろう。その基盤（？）から、カンブリア紀中期の三葉虫が入っている石灰岩の礫を含む礫岩が出る。この上に不整合に、石灰岩層と、これと相の交代をした粘土質頁岩、チャートの層（0.6 km）——ペレドボイ山脈の地向斜の北翼に堆積した——が載る。さんご、筆石類、オルトケラス、コノドントの化石は、これがシルル系、デボン系中部、下部に属することを示している。構造上（？）これに近いのは、大カフカスで最大のマルキンスキー超塩基性岩マッシューフに属する蛇紋岩の露頭である。ベチャスインスキー帯の大部分を、古生代後期の赤色花こう岩のバソリスが占めている。

ペレドボイ山脈地帯では、ノーマルに出ている古生界の断面は、デボン系で始まるが、古生界中部コンプレックスに重なった、異地性の地層の形で、逆転した地層の中に、オフィオライトと、わずかに変成したオールドビス紀-シルル紀の堆積-火山起源の層（1 km以上）がある。オフィオライト岩類の最古のものは、蛇紋岩化作用を受けたハルツバージャイトとレールゾライト（6~6.4億年）で、厚さが1 kmまでの層をつくる。さらに斑れい岩、斑れい岩-ノーライト（4.57~4.9億年）がこれに続き、その上（一次的）には、密な輝緑岩の岩脈網に貫かれた部分があり、後に、緑色岩に変わった輝緑岩、玄武岩、安山岩玄武岩質ひん岩、スピライト——しばしば枕状構造をもつ——、これらの火山碎屑物層（1 kmまで）が続く。異地性の地層の断面は、塩基性、酸性の凝灰岩と溶岩でできた緑色片岩層、珪質岩の挟みがある千枚岩、ランドベリー統の放散虫、うみゆり類の化石を含む石灰岩層（1 kmまで）、礫岩（オフィオライトの礫がある）、フリント、凝灰岩、塩基性溶岩の挟みをもつ砂-シルト-粘土層——シルル系下部、上部の筆石類の化石を含む——で終わる。オフィオライト・コンプレックスとその上の火山起源-堆積層は、おそらく、ペレドボイ山脈地帯に南から、ある地質学者の意見ではグラブニー山脈地帯を越えて、移動して来た。

原地性の断面は、デボン系下部（？）-中部のシルト岩、砂岩、まれに礫岩、フタナイト、ジャスパーの挟みがある粘土質頁岩層で始まり、上部には、さんごと有孔虫の化石が入った凝灰岩と溶岩の層（2.5 kmまで）もある。これをさまざまな構造で厚い（0.2~2.3 km）火山起源の層——塩基性、酸性の溶岩、まれに、フタナイトとジャスパーの挟みをもつ火山碎屑岩（輝緑岩、輝緑岩質ひん岩、スピライト、石

英曹長斑岩), デボン紀中期のさんご, うみゆり類, 放散虫の化石を含む石灰岩のレンズから成る——が覆い, 一部は交代する. この上に, 組成と厚さが変化 (1~3 km まで) する凝灰岩, 凝灰質砂岩, 凝灰質シルト岩, 凝灰質礫岩 (下にある層の岩石, それと斜長花こう岩, 花こう斑岩の礫をもつ) 層がつづき, これには, 酸性の溶岩 (石英ケラトファイアー, 斜長流紋岩質斑岩) 流と, 頁岩, フタナイト, ジャスパー, デボン系中部-フラン階のファウナを含む石灰岩の挟みがある. これが, 下にある層と共に, カルク-アルカリ岩系の火山岩をもつ "島弧状" の層をつくる. これは, ファーメン階の砂岩, シルト岩, 頁岩, 石灰岩層 (1 km まで) により, また, 基底礫岩を挟んで上に載る, 組成の似ているツルネの堆積物 (0.9 km まで) に覆われる. 古生界中部の断面は, 礫質のオリストストローム層——ツルネ, ファーメン石灰岩と, シルル紀の種々の岩石, オフィオライト・コンプレックスの岩塊, 岩片, 礫があり, ビゼー一期前期と推定される——に終わる. この層は, デッケの形成時に, 押しつぶせの前面にできたのかもしれない.

古生界中部とそれを構造的に覆う, 逆転している異地性のオフィオライト・コンプレックス層, オルドビス紀-シルル紀の堆積物のさまざまな層準の上に, はっきりと不整合に, 複雑な構造のモラッセ・コンプレックス——ビゼー亜階上部と石炭系下部のセルプホフ階から三畳系下部まで——が重なる. これは, ペレドボイ山脈地帯, それとベチャスインスキー帯南部の一連の表生山間盆地を埋める. このコンプレックスの断面では, 礫質堆積物と細粒堆積物, 従属的な陸上噴火の酸性の火山岩と凝灰岩から成る, 二つの大陸性モラッセ層が区別される. それは, 植物化石を含む, 石炭系下部の最上部, 中部, 上部の灰色モラッセ (2 km まで) と, 魚, 孢子, 花粉の化石を含む二畳系下部, 上部と, 三畳系下部の赤色モラッセ (5 km まで) である. すべてのモラッセ・コンプレックスに, 斜層理の礫岩 (下部では完全に石英の礫, 石炭系中部の最上部で, ヘルシニア・マイクロクリン花こう岩などのグラヴニー山脈の結晶質岩石の礫, 三畳系下部で, 二畳系下部, 上部石灰岩の礫を伴う), 砂岩, シルト岩, 泥岩がある. 古生界中部, 上部には, 陸水性の石炭の挟みもあり, 二畳系下部に, ドロマイト化した石灰岩とりん酸塩の挟みとレンズがある. 石炭系には, また, 石英斑岩の凝灰岩と溶岩, 二畳系には, 石英安山岩質ひん岩, 安山岩質ひん岩がある. すべてのモラッセ・コンプレックスに, 不明瞭な堆積リズムが見られ, しかも, 個々のリズムは, ヒアタス, 時には小さな不整合で区切られている.

ペレドボイ山脈地帯の西部, ラバ, ベラヤ川流域で, 二畳系モラッセは, 二畳系上部の腕足類, さんご, 軟体動物の化石を含む, 薄い (0.2 km まで), 浅水-海成の陸源-炭酸塩堆積物に覆われる. この地方ではこの上に, 三畳系のすべての統と階の陸源-炭酸塩堆積物があり, 全体の厚さは, 1~1.5 km までである. その断面に, いくつかの大きな堆積リズムが見られる. このリズムは, 礫岩, 砂岩, 菱鉄鉱を含む粘土質頁岩に始まり, アンモナイト, 斧足類, 腕足類, さんごの動物化石を含む, 成層した石灰岩とマッシブな石灰岩で終わる.

グラヴニー山脈地帯では, 主にこの地帯の南縁に近い西部に発達する変成岩のラビノ統 (3 km) を, 一応, 古生界下部 (?) - 中部とする. これは, 斜長片麻岩, 角閃岩, ざくろ石と石墨を含む石英-雲母片岩, それと緑簾石-石英片岩, 石英-曹長石片岩と緑泥石-曹長石片岩, 斑岩質岩, うみゆり類の化石を含む大理石の挟みとレンズがある, メタ礫岩, から成る. このコンプレックスは, 全体として, 一次的-火山起源の岩石と陸源の岩石, そして一部が炭酸塩岩で, 緑簾石-角閃岩相の中で変成作用を受けた. プレドボイ山脈地帯のデボン系と石炭系下部の断面といくつか似たところがあるので, ラビノ統またはその上部を, 激しい変成作用を受けた, ペレドボイ山脈地帯と同じもの, と見ることができる. ラビノ統の露頭から東, グラヴニー山脈地帯の南帯にある, 石英-黒雲母片岩, 珪岩, 準片麻岩のブウリゲンスキー統の岩石の年代は, それほど明らかでない. それは原生界とするか, または, 古生代のラ

ピノ-ブウリゲンスキー統の中のラビノ統と一つにするか、である。

古生代後期の初めに、グラヴニー山脈地帯の沈降中に進行した、さまざまな時代の層の広域的な累進変成作用は、終わったであろう。その中で、古生代中期から、マイクロクリン花こう岩系の大規模で、もっぱら原地性のマッシーフ形成——包含層のミグマタイト化作用とこれに重なる後退変成作用を伴う——が起きた。古生代後期の上昇中、グラヴニー山脈地帯は激しい削剝作用を受けた。その東端と西端で、花こう岩-変成基盤上に、石炭系中部の最上部-石炭系上部の礫岩（花こう岩の礫を含む）と砂岩の層——二畳紀前期-後期の動物化石を含む、厚さ1~1.5 kmまでの石灰岩、粘土質-珪質頁岩に覆われる——が不整合に載る。二畳紀の炭酸塩岩層（1 kmまで）が、グロズニー山南東の東カフカスの北斜面で、ボーリングにより採取された。

南斜面地帯、スヴァネトスキー複背斜中に、デス統が露出する。これは、礫岩と大理石化した石灰岩の挟みとレンズがある、一部フリッシュ状の砂-シルト-粘土層のほぼ連続した断面（6 km以上）を見せる。コノドント、さんご、有孔虫の化石は、この統がデボン系中部、上部、石炭系、二畳系のものであることを示すが、上部は三畳系であろう。その中のデボン系中部の部分は、安山岩玄武岩質の凝灰岩質岩、ひん岩質岩である。デス統は、緑色岩相の中で変成し、三畳紀末(?)に褶曲した。ライアス統の堆積物が、そのいろいろな層準に不整合に載っているからである。スヴァネトスキー隆起の古生代と三畳紀(?)の堆積物は深海相、一部浅海相で、おそらく劣地向斜型凹地の大陸斜面中に堆積したもので、これより北のカフカス地帯と違い、ズデート褶曲も古生代後期の造山時火成活動もなかった。

ジュリスキー突出部の東部に、狭い地帯が知られているが、この中には、構造的なレンズと薄い層の形で、千枚岩、珪岩、カンブリア紀の動物化石がある大理石、変成岩、凝灰岩質岩、シルル紀とデボン紀の陽起石片岩、それと蛇紋岩、角閃岩、斑れい岩質岩その他、時代不明でおそらく、構造的には先カンブリア・コンプレックスと同じものであろう岩石、がある。同じマッシーフとソムヘト-カラバフ帯のフラミ、ロクサ隆起中に、ばら色のマイクロクリン花こう岩、これと関連がある石炭紀中期-後期の酸性の火山底岩体、フラミ隆起には、さらに酸性の凝灰岩と層灰岩、石炭系下部の上部~石炭系中部の下部である浅水-海成の礁性石灰岩と陸源の岩石層が分布する。

小カフカスの南、ダララゲズスキー帯、ミスハン-ザンゲズルスキー帯の南東部、ジュリファその他のアラクス川中流凹地の隆起帯に、動植物起源の石灰岩と、従属的に泥岩、シルト岩、石英質砂岩を含むマールで代表される、浅水-海成の堆積物コンプレックス——デボン系中部-石炭系下部（3 kmまで）と二畳系-三畳系（2 kmまで）のもの——が露出する。石炭系中部、上部はないが、二畳紀の堆積物の基底に、地理学的不整合と、ボーキサイトを含む風化殻の痕跡だけが観察される。ミスハン-ザンゲズルスキー帯中部の三畳系上部は、二畳紀-三畳紀ベースンの存在した末期に堆積した、沿岸性夾炭層である。このコンプレックス中に、火成作用、変成作用、ヘルシニア褶曲の出現はない。おそらく、これは、褶曲したバイカル後期かサライール褶曲の基盤に載り、広い準卓状地帯——アラビア卓状地に北でつながる——の被覆層であろう。

ジュラ紀、白亜紀、暁新世、始新世の堆積物は、本来のアルプス輪廻の地向斜時代の早い段階（ライアス-ドッガー世）と成熟段階（マルム-始新世）——このそれぞれに、構造-地層の帯状分布が対応する——に堆積した。ジュラ系下部、中部の主な地帯は、大カフカスの中生代地向斜凹地の北縁の相対的に隆起した前カフカス地帯、その北翼、中軸地帯、後カフカス中央マッシーフ地帯、小カフカスの地向斜性凹地とその南を縁どる、相対的に隆起した南アルメニア地帯、である。カフカスの大部分で、ライアス統とドッガー統は、細かな区分を可能にするアンモナイトの化石を含む、灰色で厚い、海成の陸源堆積物である。ある地帯では、さまざまな層準に、塩基性のものが優先する、種々の成分の火山起源

の層がある。南の地帯で、バイオス-バット階でのこのコンプレックスの役割は、急に大きくなる。前カフカス凹地では、その南翼を除き、ライアス統とアーレン階の陸源堆積物は、局地的にいくつかの盆地に分布する。海進により堆積した、本質的に粘土質のバイオス-バット層は、東、西カフカスのスキフ卓状地の北にある地域と周縁凹地を覆う。

大カフカスのライアス、ドッガー統の構造に関する最近の学説が、パノフによりまとめられた。ラビノ-マルカ帯——中生代に沈降したスキフ卓状地プレートの南部地域——で、ライアス統中部は、砂-シルトの夾炭湖成層（0.5~1 km まで）で、西で浅水-海成の堆積物に移行し、ところどころで安山岩、安山岩玄武岩流に覆われる。この上に、トアルス-アーレン階のアンモナイトを含む、砂-粘土の海成堆積物の層（0.3~0.5 km）が海進によって堆積する。その上部に、鉄質オーライトを含む生物起源-碎屑性石灰岩がある。それを、バイオス-バット統下部の本質的な泥質層（0.5 km まで）が、海進によって覆う。北のミネラルワダ突出部とスタヴロポーリ・アーチでは、ライアス、ドッガー統のすべての堆積物が尖滅する。

大カフカスのさらに南の地域のジュラ紀の堆積物は、同じ名の地向斜凹地の周縁地帯と中軸地帯に堆積する。その北翼、大カフカスの中央地区で、古生代の基盤に載つた、ライアス統中部-上部、アーレン統、ところどころでバイオス統の厚さ2~3 km までとそれ以上の堆積物が、グラヴニー山脈の地塁-複背斜の狭い地溝-複向斜中に、またその北東翼に保存され、ここでは、酸性と中性の高アルカリ火山岩が局地的に出現したのは、バイオス世である。ダゲスタン石灰岩地帯がジュラ紀の地向斜の北翼になる東地区では、目に見える断面は、ツール階上部の砂-シルト-粘土の海成層（1~2 km）で始まる。これを、広いデルタの水面下と水面上で堆積し、リズムカルに成層した、アーレン階下部の、本質的に砂質で石炭を含む、厚い沿岸成層（3.5 km まで）が覆う。これは南西で、海成の陸源堆積物と交代し、また北東——ここから陸源物質が運ばれた——で、急に薄くなって尖滅する。この上に、アーレン期後期、バイオス期、バット期のシルト岩と砂岩の挟みがある泥岩層（2~3 km まで）が重なる。ライアス-ドッガー統全体の厚さは、東カフカスの北翼で5~8 km に達する。

地向斜の中軸地帯の断面は、中央カフカスと東カフカスで、古生代、それとおそらく三畳紀（スヴァネチーで）のさまざまなコンプレックスに不整合に載るキスタ層で代表される、ライアス統下部のシネミュル階で始まる。これは、アルコースと石英質砂岩、珪岩——礫岩、炭質頁岩と頁岩、それと石英安山岩質凝灰岩と溶岩を従属的に挟む——から成る（1~3 km まで）。この上に、砂岩の挟みがある粘板岩、緑色岩に変わった溶岩、玄武岩質のハイアロクラスタイト——スピライト、輝緑岩の岩脈がある普通輝石ひん岩——のツィクラウルスキー層（プリンスバハ階上部-ツール階下部）が堆積する。そのあとに、菱鉄鉱のコンクリーションとツール、アーレン、所によってバイオス階の砂岩の挟みをもつ粘土質と粘土質-シルト質頁岩層（5 km まで）が続く。東カフカスの西に、玄武岩質の厚い枕状溶岩層がある。東カフカスのライアス-ドッガー統の全部の厚さは、12 km に達するが、中央カフカスでは、5 km を越えない。ライアス統とドッガー統のよく似た断面は、北-西カフカス地向斜の中軸地帯の特徴となっているが、アーレン階の火山起源のものは、ここでは対照的な、玄武岩-流紋岩質である。

アブハゾ-ラチンスキー帯の地向斜の南翼では、ライアス統とアーレン階の断面は、岩石学上は中軸地帯に近いが、厚さがはるかに薄い。ここで、バイオス階の粘土質堆積物は、明らかに酸性の火山岩が従属的な中で、安山岩質と安山岩玄武岩質（スピライト、普通輝石-ラブラドールひん岩と角閃石ひん岩）の凝灰岩、凝灰角礫岩、溶岩から成る、厚い（2~3 km まで）ひん岩系と交代する。火山起源のバイオス岩系はまた、地向斜の南翼の東部、後カフカス山間地帯、小カフカス北方地帯にも分布し、この広い後カフカス火山帯の中の15万 km<sup>2</sup> 以上をカバーしている。

グルジア中央マッシーフの隆起した中央地域で、ジュラ系の断面は、古生界の基盤上に不整合に載り、浅水-海成の砂岩、シルト岩に覆われた、おそらくライアス統下部の酸性の凝灰岩、凝灰角礫岩、礫岩の陸成層(0.1~0.3 km)、に始まる。この上に、カフカスでは一般的でない、大理石化した生物起源の赤色石灰岩層(100 m 以下)——腕足類、斧足類、うみゆり類、アンモナイトの化石を豊富に含む——が続く。これは、付属海盆の浅い内部に堆積したものである(バンク型)。これをバイオスひん岩系(1.5~3 km まで)——この断面には、アルコースの挟みとジルリスキー花こう岩の礫をもつ礫岩の挟みがある——が覆う。この岩系は、おそらく、後カフカス山間地帯のほぼ全域を覆っている。これは、クラ川上流盆地と下流盆地の中央部でボーリングで採取され、ここのサートルイ超深層ボーリングの断面には、全体の厚さが5 km 以上の酸性、中性そして塩基性の火山岩が出現した。グルジア・マッシーフの北端、バイオスひん岩系上のところどころに、石炭層がある陸成(湖沼性)のバット砂-粘土層(0.5 km まで)が堆積している。ツキブリ、ツクヴァルチェリ炭田は、これによる。ジュラ紀中期末、アブハズ-ラチンスキー帯とグルジア・マッシーフは、緩い傾斜の褶曲による変形を受け、花こう閃緑岩マッシーフに貫かれた。

中生代の小カフカス優地向斜の北端に当たる、ソムヘト-カラバフ帯では、ジュラ系の断面は基底礫岩に始まり、この上にシネミュル、プリンスバハ、ツール、アーレンの各階のファウナを含むシルト岩、砂岩の層(0.5~1 km まで)が続く。この上に、厚い(3 km まで)火山起源のバイオス岩系が載るが、これは、ここでは安山岩-玄武岩質、安山岩質の火山砕屑岩と溶岩(ひん岩層)だけでなく、それを覆う流紋岩-石英安山岩の火山岩、火山底岩体(石英斑岩、曹長斑岩層)から成り、全体としては連続したカルクアルカリ岩系である。ドッガー統の断面は、陸源-火山起源のバット層(1 km まで)で終わり、火山岩の成分は、バイオス岩系に似ている。同じような、火山起源のバイオス岩系が、カファン隆起にある。ソムヘト-カラバフ帯では、ジュラ紀中期末、一連の花こう閃緑岩と斜長花こう岩マッシーフが形成された。

小カフカス地向斜の中軸部に当たるセヴァン・オフィオライト地帯では、はっきりとしたライアス-ドッガー統の地層は知られていないが、オフィオライト岩類(超塩基性岩、斑れい岩質岩)の下の要素である、大洋型地殻をもつトラフの形成と移動を伴う断層が、この地帯で、ジュラ紀前期-中期のものであることは、きわめて確実である。なぜなら、その上部の要素——噴出-放散虫岩層——が、ジュラ紀後期-白亜紀前期の放散虫化石を含んでいるからである。おそらく、このトラフの形成は、三畳紀にはすでに始まっていたもので、セヴァン地帯南東部の三畳紀の石灰岩片のわずかな発見が、それを物語っている。

三畳紀に、相対的に隆起した南アルメニア地帯のところどころ(ダララゲズスキー、ジュリファ隆起の翼)に、小さな盆地または地溝に堆積した、ライアス-ドッガー統の陸源の岩石と酸性の火山岩の薄い層が海進によって堆積した。ジュラ紀中期と後期の境に、カフカス地域の構造-地層上の帯状分布は、大、小カフカス地向斜帯の内部に、隆起(地背斜)ができ、いくつもの部分的な凹地が独立したり、新たに生まれたため、複雑になった。マルム-始新世、つまり、地向斜の成熟期の主要地帯となっているのは、北に向かってしだいに広さを増し、白亜紀中期には前カフカス全体に広がり、白亜系-始新統コンプレックスが卓状地被覆層の性質をもっている、北カフカス劣地向斜性凹地、大カフカス地向斜、南斜面のフリッシュ凹地、後カフカス中央マッシーフ地帯、小カフカスのいくつかの部分的な地向斜性凹地と地背斜性隆起(分布の形はマルム-始新世の間に変化する)、白亜紀-始新世中に著しく縮小した、アルメニア隆起地帯、である。

カフカスの北西、東、南東地区内の北カフカス凹地地帯は、大カフカス地向斜の北翼の位置に孤立し

た地帯を形成したが、中央地区では、ラビノ-マルカ地帯と重なった。この地帯の上部ジュラ系の堆積物は、海進により堆積し、またその南縁のところどころで不整合で、カローブ層の基底礫岩を含む砂-粘土(数10 m)に始まり、主として、礫性石灰岩を含む成層した石灰岩とマッシブな石灰岩で、上部(キンメリッジ-チトン階)は、一部がラグーン堆積物——石膏、硬石膏——と、また、一部はクバン、テレ周縁凹地内で、岩塩と交代する。中央地区の西を限っている、プシェハ-アドレル横断断裂帯では、マルム統は厚く、礫性、マッシブである。マルム統の厚さは、ラビノ-マルカ帯での0.1~1 kmから(ただし、チトン階の赤色層だけがある、最も隆起した北東部——キスロワド山付近——では、数10 mまで薄くなる)、東カフカスでの1.5~2 kmまで変化する。ジュラ系上部の分布の北限は、前カフカス周縁凹地帯の北縁とほぼ一致する。

アンモナイト、矢石類、有孔虫の化石が豊富なのを特徴とする、すべての階を含む白亜系下部の断面は、二つの岩石学的-層位学的コンプレックス——ペリアス-バラージュ階(東、ダゲスタンではオーテリーブ階と下部バレーム階も)に当たる石灰岩コンプレックスと、粘土の挟みがある、石灰質海緑石砂岩から成る、上部(オーテリーブ-オーブ階)コンプレックス——から成る。下部白亜系の厚さは、北カフカス中央部での0.3~0.7 kmから東部での1~1.2 kmまで変化する。白亜紀前期の間に、北カフカス凹地は北に広がり、しだいに劣地向斜の性格を失い、白亜系下部の堆積物が、最初は西、東、後には(オーブ期)に中央-前カフカスを覆って、ここにスキフ卓状地プレート被覆層の下部を形成した。短いヒアタスをおいて堆積した、白亜系上部の堆積物は、北カフカス凹地では、アンモナイト、イノセラムス、うに、有孔虫の化石を含む、一様な石灰岩とマールの層である。厚さは、北カフカスの中央部での0.5 kmから東部での1~1.5 kmまで変化する。

カフカスの北斜面と前カフカスの暁新統と始新統は、粘土-マールの堆積物で、大型の動物化石が乏しい。その区分は、主として、有孔虫によって行われて、これを有孔虫統と呼ぶ原因になった。その厚さは、中央-前カフカスと西-前カフカスで0.5~0.8 kmに達し、東-前カフカスでは0.1~0.2 kmまで薄くなるが、これをある研究者は、この地区の非補償性沈下で説明している。

全体として、北カフカス凹地のマルム-始新統の断面部分は、全部の厚さが2 kmから4~5 kmまでの陸源-炭酸塩の大陸棚堆積物で、その中はマルム統-ネオコム階の完全な炭酸塩コンプレックス、ネオコム階上部-オーブ階の陸源コンプレックス、白亜系上部の炭酸塩コンプレックス、そして暁新統-始新統の陸源-炭酸塩コンプレックス、に分けられる。これと、この時期に陸源物質の主な供給源となった東ヨーロッパ卓状地南部の同時代の岩石学-層位学的コンプレックスは一致する。

大カフカス地向斜帯の東地区と中央地区に、マルム-始新統の堆積物は、その後の侵食の結果ほとんどどこにもないが、これはおそらく、最初は不完全で比較的薄い断面、という特徴を持っていたのだろう。中央カフカスの地塁-複背斜の北部のところどころにだけ、不整合に堆積した、ジュラ系上部の炭酸塩層のレリックが残された。大カフカスのより沈降した北西地区と南東地区の中軸の背斜地帯から北に、比較的厚い、相変化のあるマルム-始新統の断面が観察される。南東カフカスでは、ヒジンスキー帯——この中で、チトン階は、砂-礫層、白亜系下部は非常に厚い陸源堆積物である——、それから北の狭いシャフダグ地背斜地帯——この中で、マルム統-ネオコム階の海進によって堆積したマッシブな石灰岩層が、直接、シャンパーニュ-マーストリヒト階の石灰岩と塊状の礫岩に覆われる——に分けられる。北西カフカスでは、アビノ-クリンスキー帯が、だいたいヒジンスキー帯に当たるが、この中のマルム統は、陸源-炭酸塩のフリッシュ層(2~2.5 kmまで)、白亜系下部は、塊状の礫岩-オリストストローム層をもつ本質的に粘土質のフリッシュ様堆積物とフリッシュ堆積物(4~5 kmまで)、白亜系上部は、炭酸塩フリッシュ様層、暁新統と始新統下部は、陸源-炭酸塩フリッシュ層(1.5 kmまで)

である。この凹地の北を限る狭い地向斜帯は、西クバン周縁凹地のモラッセの下に埋没した。

南斜面のフリッシュ凹地帯で、マルム-始新統の堆積物は、厚い(6~8 kmまで)フリッシュ・コンプレックスで、西部と東部(ノヴォロシースキー、チャウロ-ディブラル凹地)でのその断面は、細かい点が違うだけである。マルム統の下部は、陸源のフリッシュで、マルム統のより上の層準とバラージュ階は、炭酸塩フリッシュで、オーテリーブ-オーブ階は、ところどころに厚い砂岩のパッチがある。陸源フリッシュ、白亜系上部は、再び炭酸塩フリッシュと陸源-炭酸塩(東で)フリッシュとフリッシュ様堆積物である。黒色フリントの発達と凝灰岩起源の物質の混入が特徴のアナヌルスキー層は、セノマン階のものである。ノヴォロシースキー凹地の暁新統と始新統は、陸源-炭酸塩フリッシュと非フリッシュ性の粘土-マール質堆積物である。チャウロ-ディブラル凹地の西部で、暁新統-始新統下部は、陸源-炭酸塩フリッシュとして出現するが、この凹地の最南部にある始新統上部は、ジュラ系上部の石灰岩とバイオス階のひん岩、その他の岩石の岩片と大きな礫を含む、陸源のオリストストロームである。この凹地の西部とアプシェロン-コビスタン帯では、マール、シルト岩、砂岩の挟みをもつ赤灰色粘土層は、暁新統、組成の似た緑灰色層が始新統のものである。これらの全部の厚さは1~1.5 kmに及ぶ。全体として、暁新世-始新世に凹地は南に移動し、その堆積物は、しだいにフリッシュの性格を失ってゆく。

後カフカス地帯——考察中の断面区間については、中央マッシュフのほか、大カフカスの最も南のアブハゾ-ラチンスキー帯を、マルム-始新統については、小カフカスのアジャロ-トリアレチ帯をも含ませる——では、マルム-始新世の堆積物は、基本的には浅水-海成で、もっぱら炭酸塩相、厚さは薄いか中程度(この点は北カフカスに近い)なのが特徴であるが、広がりやそれほどでもないのと、特定の層準の火山性物質の出現が局地的であるのが、違っている。アブハゾ-ラチンスキー帯では、基底礫岩を挟んで不整合に堆積しているジュラ系上部の堆積物は、マッシュブな石灰岩、しばしば、さんご-藻類石灰岩とマール(1 kmまで)で、フリッシュ凹地の南を縁取る礫性マッシュフをつくる。グルジア・マッシュフ側で、石灰岩の一部は、薄い雑色の石膏を含むラグーン層——クタイス地方には、キンメリッジ階のアルカリ玄武岩質溶岩がある——に代わる。キンメリッジ-チトン階の礫性石灰岩の露出する地帯は、覆瓦状構造の覆瓦部分とオリストリスの形で、東はほぼカスピ海まで広がる。グルジア、アゼルバイジャン・マッシュフの広大な地域には、マルム統の堆積物がない。

アブハゾ-ラチンスキー帯とグルジア・マッシュフの白亜系下部は、ところどころで基底礫岩と砂岩を挟んで海進によって堆積している、ネオコム階の浅海性石灰岩-マール、マール-粘土質堆積物で、上部は、アンモナイトと矢石類の化石を含むアプト-オーブ階の厚さが数100 mから1~1.5 kmまでの砂-粘土質堆積物である。グルジア・マッシュフの北部のバレーム階は、ルディステスを含むマッシュブな石灰岩のウルゴン相である。アゼルバイジャン・マッシュフの内側部分には、白亜系下部の堆積物は、おそらく、ないであろう。アブハゾ-ラチンスキー帯とグルジア・マッシュフの大部分の白亜系上部の堆積物は、フリントのコンクリーション、イノセラムス、アンモナイト、矢石類、うにの化石を含むペレット石灰岩(数100 m)である。クタイス付近では、チューロン-サントン期のかんらん石-玄武岩、ピクライト-玄武岩、粗面玄武岩の溶岩層が、これに入る。白亜系上部の薄い炭酸塩堆積物が、アゼルバイジャン・マッシュフの内側部分にある。

アブハゾ-ラチンスキー帯の南部とグルジア・マッシュフの暁新統と始新統の堆積物は、薄い(0.1~0.3 km)浅海性の生物起源の石灰岩、ときにはコキナ、そしてより深海性のマール——前カフカスの有孔虫を含む統を思わせる——である。グルジア、アゼルバイジャン・マッシュフの多くの地域、リオニ、クラ川盆地の内側部分で、暁新統と始新統は尖滅する。

横方向の相の変化が最も大きく、多様なことで目立つのは、小カフカス地向斜のさまざまな地帯にある、マルム-始新統である。その北部、ソムヘト-カラバフ帯で、ジュラ紀後期に噴火が起きた。ここでカローブ階は、凝灰質-陸源堆積物（凝灰角礫岩、凝灰質砂岩、粘土質岩）であるが、オクスフォード-チトン階は、火山起源-炭酸塩層で、この中で、ひん岩とその火山碎屑岩が、生物起源の石灰岩、一部は礁性石灰岩とドロマイトと、キンメリッジ階ではさらに石膏と交代する。この地帯のいくつかの地域では、マルム世に内側の隆起が見られたが、その外で、ジュラ系の上部層の厚さは1.5~2 kmに達している。マルム統のよく似た断面が、カファン帯でも見られる。

小カフカスの白亜系下部の露頭は、分布が限られている。アジャロ-トリアレチ帯で、明らかな白亜紀の火山起源の層の下部は、アプト-オーブ階のものである。おそらくこの時代、この地帯に激しい沈降が始まったのであろう。ソムヘト-カラバフ帯の大部分は、白亜紀前期に隆起し、一部の凹地とカファン隆起の翼にだけ、火山岩と浅海性の陸源-炭酸塩堆積物の層（0.5~1 kmまで）がある。この地帯で一連の花こう閃緑岩マッシューフが形成されたのは、白亜紀前期末のことである。地向斜の中軸、セヴァン帯では、オフィオライト・コンプレックスの一次的な断面の上部に当たる、噴火-放散虫岩系の岩石——輝緑岩、スピライト、その溶岩角礫岩とハイアロクラスタイト、放散虫の化石を含む珪質岩、白亜系のメランジュとオリストストロームの中に、異地性の覆瓦部分と破片の形で存在する、さんごの化石を含む珪質石灰岩のレンズ——は、ジュラ系上部とネオコム階に属する。上に衝上したオフィオライト・コンプレックスの下の陸源のフリッシュ堆積物は、オーブ-セノマン階のものである。

アジャロ-トリアレチ帯の白亜系上部の層は、二つのコンプレックスで代表される。下部はオーブ-チューロン階の玄武岩-安山岩玄武岩質の（普通輝石、角閃石ひん岩とその火山碎屑岩）の火山起源の層（2 kmまで）で、これに炭酸塩岩の挟みとパッチが加わる。上部は、石灰岩とマール（0.5 km）で、南部では一部、火山岩と交代する。

ソムヘト-カラバフ帯の一部の凹地では、白亜系上部の断面は、三つの部分に分けられる。海進によって堆積した、セノマン階の陸源-炭酸塩層（0.5 km以上）は、凝灰質砂岩、ところどころで凝灰岩、凝灰角礫岩の挟みをもつ。この上に、チューロン-サントン階下部の塩基性、まれにサブアルカリ（南東で）と酸性（北西で）の溶岩と火山碎屑岩層（1~1.5 km）——ところどころに、浅水性の粘土-炭酸塩堆積物の挟みがある——が続く。白亜系の断面は、サントン階上部-マーストリヒト階の生物-碎屑性石灰岩層（0.5 kmまで）に終わる。

セヴァン帯の白亜系上部の基底に、海進によりマルム-ネオコム階のいろいろな層準上に堆積した、オーブ-セノマン階のフリッシュ堆積物（1 kmまで）がある。この上に、蛇紋岩質砂岩に含まれている、オフィオライト岩類の岩片、岩塊、薄い層から成る、セノマン-コニヤック期前期のオリストストローム層が載る。この層は、オフィオライト・コンプレックスと蛇紋岩質メランジュの物質の侵食と再堆積により、それが地表に出て移動した時に堆積した。この上に、オフィオライト・コンプレックスの岩石——蛇紋岩（一部はメランジュとして）、斑れい岩質岩、輝緑岩、玄武岩、放散虫岩——の異地性の薄い層が載る。これは、海進で堆積したコニヤック期後期-サントン期前期の浅海性、礫質（ところどころに塩基性火山岩がある）堆積物（0.5 kmまで）に始まり、セノン階上部の成層した石灰岩（0.5~1 km）に覆われた、非原地性コンプレックスで“封印された”。

ミスハン-ザンゲズル帯とヴェディ-オールドバド帯で、白亜系上部の堆積物は、石灰岩層とマール層（1~1.5 kmまで）の古生界と三畳系の種々の層準に、不整合に載る。ヴェディ-オールドバド帯の中軸部、ヴェディ川上流では、炭酸塩の断面に、オフィオライト岩類の岩片を含むコニヤック期のオリストストローム層があり、全部の厚さが1.5 kmまでの噴出岩-放散虫岩と斑れい岩-蛇紋岩から成る、



押しつぶせ地塊に覆われる。それを、新原地性の一連のコニャック-セノン階——下が礫質堆積物で、上部で炭酸塩層に移行する——が海進によって覆う。セヴァン帯とエレバン-オールドバド帯のオリストストロームの被覆層は、これらの地帯内にあった特別な根からか、あるいは、セヴァン帯中、または、これとエレバン-オールドバド帯の間（セヴァン-ザンゲズル構造線）にあった共通の根の地帯から来たものである。小カフカスの最も南西には、白亜系の堆積物がない。

ヌムリテスの化石を含む、厚い（5～7 km まで）堆積-火山起源の一連の層として現れる、暁新世と始新世の層が、小カフカスの部分的な地向斜性凹地とタルイシ凹地を埋めている。その中で最も大規模な火山活動があったのは、始新世中期である。アジャロ-トリアレチ帯の暁新統と始新統下部は、フリッシュ様の凝灰岩起源-陸源-炭酸塩層（1～2 km まで）である。始新統中部は、中軸地帯ではソレイト玄武岩-玄武岩質と安山岩質の溶岩、凝灰岩、凝灰角礫岩、その末端ではサブアルカリ玄武岩（3～5 km まで）で、これは、この地帯の東部で、マール、泥岩、砂岩、古第三系と白亜系上部の岩石の破片からのオリストストロームと交代する。海進により、ところどころで不整合に堆積する始新統上部は、この地帯の南西では、安山岩質、玄武岩質、北西では、アルカリ玄武岩質、粗面岩質の火山岩から成る。これらは、東で、砂-粘土質、一部ではマール質の堆積物（トビリシ地方では1～2 km まで）に移行する。

セヴァン帯のセノン階上部の石灰岩に不整合に、またはヒアタスをおいて、凝灰岩起源-陸源-炭酸塩堆積物に、また一部は、始新統下部のフリッシュ様堆積物に覆われている、暁新世の石灰岩とマールが堆積している。この上に、安山岩、一部では、ヌムライト石灰岩のレンズを挟む流紋岩-石英安山岩の溶岩、凝灰岩、凝灰角礫岩から成る、始新世中期の厚い（1.5～2 km）火山起源の層が続く。そのいろいろな層準に不整合に、組成のさまざまな（玄武岩、安山岩、石英安山岩、それに粗面岩その他のアルカリ岩）火山起源の始新統の上部の層が載り、その基底には、始新世前期以前の花こう岩質岩の大礫がある。これが今度は、漸新世以前のパムバクスキー-アルカリ-マッシューフと花こう岩に貫かれている。

エレバン-オールドバド帯の東部では、暁新統-始新統の断面（4 km まで）は、セヴァン帯の断面に近いが、始新統上部の基底に、ヒアタスと不整合がない。始新世末-漸新世の初めに、ここに、最大のメグラ-オールドバ深成岩、その他の花こう岩質岩体が形成される。西では、火山起源の層が、凝灰岩起源-堆積層に代わる。エレバン地方では、暁新統と始新統は、凝灰質砂岩、マール、ヌムライトを含む石灰岩が、リズミカルに交代する。この地帯の中央部に、暁新統と始新統下部はないが、始新統中部と上部は、厚さが1 km を越えない、浅水性の砂-粘土の堆積物と石灰岩である。タルイシ帯では、暁新統-始新統下部は、凝灰岩起源-陸源層である。この上に、安山岩玄武岩質（始新統中部）とアルカリ岩質（始新統上部）の火山起源の層が続き、一部は凝灰岩起源-陸源堆積物と交代する。暁新統-始新統の全体の厚さは、3.5～5 km に達する。

カフカス地域の発達中の漸新世と中新世前期は、地向斜期から造山期への移行段階に当たる。その多くの部分で、この時期の堆積物はマイコープ層——菱鉄鉱、アンケル石、方解石、黄鉄鉱のコンクリーションの入ったシルト岩と砂岩の挟みがある、黒灰色と褐色の厚い粘土層（0.5～1 km から2～4 km まで）——である。これが、前カフカス凹地の全地帯、北に接するスキフ卓状地地域、大カフカスのペリクリナルな末端地帯、後カフカス山間地帯の大部分（リオニ、クラ川下流盆地の中央地域、ジルリスキー突出部を除く）、アラクス川下流盆地とタルイシ帯を覆う。マイコープ層の堆積物は、一般に生物の化石（魚、オストラコーダ、翼足類、ラグーン型の斧足類、底生有孔虫、珪藻）に乏しく、はるか南にあったテーチス海盆（地中海）から、漸新世の初めに切り離された東バラテーチスの広い、湖-付属海

に堆積したものである。

近年、音響学的研究で、前カフカスのマイコープ層下部は、南に傾いた巨大な斜層理の連続らしい、と分かった。マイコープ層の陸源物質の圧倒的多数は、北のロシア卓状地プレート地域から運ばれて、一部は前カフカス凹地地帯に堆積し、一部は大カフカス（そこには、点々と小島がある浅い水域があったろう）に堆積するか、それを越して、後カフカス山間地帯とタリシ帯まで運ばれた。ジルリスキー突出部(島)の北端では、海進で堆積したこの層の下部が、浅水-沿岸性の砂-シルトの堆積物であり、ニコポリ型のマンガン鉱床がある(チアツラ山付近)。

マイコープ・ベースンは南を、アジャロ-トリアレチ帯と、南東にあった小カフカス帯に生れた隆起で隔てられていた。その南、アハルツィへ、エレバン残留盆地に、漸新世前期-中期に、褐炭の挟み(アハルツィへで)と、テーチス海盆とのつながりを示すヌムライト、斧足類、腹足類の化石を含む石灰岩の挟み(プリエレバン地方)をもつ、砂-粘土層が堆積した。エレバン-オールドバド帯の南東部でこれに当たるのが、凝灰岩起源-碎屑性のラグーン-陸成層である。漸新統上部-中新統下部は、アハルツィへ、エレバン盆地では、石膏を含むラグーン性の陸源-凝灰岩起源の雑色の層であるが、セヴァン、エレバン-オールドバド帯南東部では、さまざまな組成のカルクアルカリ、アルカリ岩系の火山岩である。中新統下部-中部、鮮新統、第四系の堆積物は、前カフカス凹地、後カフカス盆地、アラクス川中流山間地帯に広く分布し、下部モラッセの細粒碎屑物の厚い層(中新統中部、サルマチア海中部)と、より粗粒で、ほとんどが陸成の上部モラッセ(サルマート階上部~第四系)である。大カフカスと小カフカスの新第三紀と第四紀の種々の層準に対応し、陸成堆積物と火山性の層の断続的な発達がある。

前カフカスと後カフカスの中新世中部-上部の堆積物は、複雑に枝分かれした、一つの広い東バラチーチスのポント・地中海盆中に、また鮮新統の堆積物は、ポント期末に黒海とカスピ海で切り離された、湖-付属海に堆積した。中新統中部の堆積物(タルハン、チョクラク、カラガン、コンカ層)とサルマチア階下部、中部、一部で上部の堆積物も、細粒の碎屑性堆積物(粘土、シルト、砂、砂岩)と炭酸塩堆積物である。その中は、浅い相(コキナ、バイオハームこけむし石灰岩、砂、砂岩)と、凹地の内側部分に当たる、比較的深い相(粘土、マール)、に分けられる。大カフカスと小カフカスが、周縁凹地と内部の凹地に細粒碎屑物を供給する役割は、マイコープ期に比べて大きくなったが、テレ凹地の中新統中部の堆積物中の砂岩の碎屑物の組成(石英、従属的な花こう片麻岩の共生鉱物)で見ると、主な磨食の源は、依然として東ヨーロッパ卓状地であつた。サルマート階上部の堆積物は、碎屑物が粗粒になること、礫岩の出現、東-前カフカスと、サルマート期に広がったリオニ、クラ盆地のかなりの地域で、ベースン堆積物が陸成堆積物(礫岩、砂、ローム)と交代すること、が特徴である。メオチス、ポント期に、陸成堆積物の地帯はさらに広がり、ベースン堆積物の堆積地帯は黒海とカスピ海の凹地側に押しやられる。大カフカスから運ばれた礫質物質の中で、サルマート階上部では、ジュラ系上部と白亜系の石灰岩が急に圧倒的なものになり、また、メオチス-ポント階では、ライアス統の頁岩とジュラ紀前の基盤の花こう岩、変成岩の割合が急に大きくなり、これは、成長したこの隆起が深く侵食されたことを物語る。クバン凹地の中新統中部と上部の全体の厚さは、2~3 km、テルスコ-カスピ海凹地で3~4 km、リオニ盆地周縁で2~3 km、クラ盆地では3~5 kmである。

大カフカスには、南東のシャフダグ山脈——ここでは高さ3.5 kmまでの高さにサルマチア階がそのまま残されている——、南翼のラチャ-レチフム凹地——ここには中新統中部とサルマチア階下部(0.5 kmまで)がある——を除くと、中新世の堆積物がない。ミネラルワダ地方の花こう閃緑岩-斑岩の半深成貫入岩体は、中新世後期のものである。

中新統中部とサルマチア階の堆積物(1~3 km)は、浅水-ベースン、ラグーン、淡水相(粘土、

砂，砂岩，礫岩，石膏，岩塩，瀝青質頁岩，褐炭，マールとこけむし石灰岩と火山灰との挟み）で，小カフカスのセヴァン，エレバン残留盆地と，プリアラクス凹地のアララト，ナヒチェヴァニ盆地を埋める．中新世中期とサルマチア期のある時期，これらの盆地は，ポント-カスピ海ベースンの動物化石から考えると，クラ凹地とつながっていた．アハルカラキ高地と中央アルメニア高地で，サルマチア階上部とポント階に入るのは，新第三紀以前の層に不整合に載る，陸上火山の層で，これは粗面流紋岩と安山岩質の火山碎屑岩（凝灰岩，凝灰角礫岩，軽石，火山灰）と溶岩（0.5～1 km まで）である．

西クバンの鮮新世と第四紀の堆積物（1～1.5 km まで）とテルスキー周縁凹地東部の鮮新世と第四紀の堆積物（2～3 km まで）は，礫（巨礫まで），砂，ローム型の陸成層である．東-前カフカスとクバン川下流地域では，これが，黒海盆とカスピ海盆の陸源堆積物と交代し，また，それらと互層する．後者は，カフカスのペリクリナルな末端のタマニ帯とアプシェロノ-コバイスタン帯を覆い，アプシェロノ-コバイスタン帯で厚さ3～5 km に達し，リオニ，クラ山間盆地に深く入り込む．中新世と鮮新世の境で，カスピ海水域は最大の海退を迎え，激しい海面の低下（0.5 km）と，カフカスから流れ出る谷（古テレク，古クラ，古アラクスなど）の深い下刻を伴った．アプシェロノ-コバイスタン帯の鮮新統下部は，プロダクチーブナヤ（石油を含む）層の砂-粘土質堆積物（2～3.5 km まで）で，非常に縮小したカスピ海水域の周縁部分の，沿岸-デルタ中に堆積した．

現在のボルガ川のデルタのものに近い碎屑物の組成から見て，アプシェロンスキー半島のプロダクチーブナヤ層は，北の東ヨーロッパ卓状地から運ばれたものの集積したものである．クラ盆地の東部には，カスピ海の内進——鮮新世後期（アクチャグイル），エオ鮮新世（アプシェロンスク），更新世（バキノ，ハザルスク，フヴァルィンスク）——と一致する堆積物が堆積し，西では，クラ川とアラクス川の沖積層，一時的な水系による沖積層と互層し，交代する．

大カフカスでは，エルブルス，カズベク火山地域の最古の陸上火山の層が，鮮新統上部のものである．この層は，エルブルス地域では，流紋岩質溶結凝灰岩，溶岩，凝灰岩で，最新の花こう岩質岩マッシューフ（ツイルヌイアウス）は，これと関連がある．カズベク地域では，安山岩-石英安山岩の火山碎屑物と溶岩である．更新世と完新世に，安山岩と安山岩-石英安山岩の噴火が繰り返し起こり，複成火山のエルブルス山と多くのより小さな火山円錐丘，カズベク地域の溶岩流をつくった．鮮新世後期と第四紀の引き続いた気候の寒冷化と，隆起による山脈の高さの増加によって，何度も山岳氷河が出現し，その跡を，いろいろの時代のモレーン（この最古のものは，エルブルス，カズベク地域の火山の“よろい”のおかげで保存された）と，裸になった氷河地形——氷食谷，カールなど——の形で残している．多数の現在の氷河は，大カフカスの第四紀後期の氷河作用のレリックである．その中で最大の谷——ベジンギンスキー——は10 km に及ぶ．

小カフカスでは，鮮新世と第四紀に，セヴァンなどの山間盆地で，相対的な沈降，湖成層とこれに関連がある陸成層の堆積，が続いた．アハルカルキ，中央アルミヤンスク高地では，鮮新世後期に火山の噴火が起こり，安山岩と玄武岩の厚い層が上を覆い，多くの複成火山（アラガツなど）——より酸性の溶岩と凝灰岩から成る——をつくった．安山岩-玄武岩質溶岩と安山岩質溶岩の流出，さらにアラガツ地方では，石英安山岩質イグニンプライトの噴出活動が，鮮新世に，ところどころで更新世にも，何度も繰り返された．非常に乾燥した気候と，あまり高くない絶対高度のため，第四紀の氷河作用は，小カフカスでは，大カフカスよりもはるかに弱かった．

## 火成活動の主な段階

カフカス地域にバイカル-サライール火成活動があったことを証明するのは、大カフカス、グルジア中央マッシューフ、小カフカスの原生界上部の変成作用の生成物中に正片麻岩、角閃岩、ひん岩質岩、斑岩質岩が広く発達すること、ベチャスィンスキー帯では、ベンド-カンブリア花こう岩質岩に貫かれること、である。

ヘルシニア輪廻の地向斜段階の火成活動の産物は、大カフカスに広く現れる。これに入るのは、ペレドボイ山脈地帯の異地性コンプレックスのシルル紀の火山岩、オフィオライト岩類のスピライトと輝緑岩、シルル紀前の斑れい岩質岩、島弧型の酸性と塩基性のデボン紀の噴出岩、グラヴニー山脈地帯のこれと似た岩石（ラビノ統のメタ火山岩）と南斜面の類似の岩石（デス統下部のメタ火山岩）、ほぼ同時代の斜長花こう岩と古生代中期の斜長花こう岩である。さらに、造山時火成活動の出現——その場で花こう岩化作用中に形成され、ベチャスィンスキー、グラヴニー山脈地帯、ジルリスキー突出部、小カフカス北部（フラミ、ロクサ隆起）に貫入した古生代後期の微斜長石花こう岩、これらと同じマグマの石炭紀中期-後期、二畳紀のペレドボイ山脈地帯、ジルリスキー、フラミ隆起の火山岩——が続く。

大カフカス地向斜中にアルプス火成活動が出現するのは、主に早期地向斜段階である。それは、ライアス世前期の酸性の火山岩の噴出に始まり、その後、ライアス世中期の玄武岩の海底流出と、アーレン階の酸性と塩基性の火山岩の噴出が続く。バイオス期の安山岩-玄武岩質マグマの噴出と、分化によるより酸性の岩石の噴火が最も大規模で、大カフカス地向斜の南端、中央マッシューフの後カフカス地帯、小カフカス地向斜の広大な地域を覆い、これらの火山岩と同じマグマの閃緑岩-花こう閃緑岩の貫入で終わる。

その後のアルプス火成活動は、主として、小カフカス地向斜——この地殻は、ジュラ紀に最も伸長した——と、一部は中央マッシューフの後カフカス地帯に起こった。この地向斜の北端で、ジュラ紀後期、白亜紀前期、後期に、噴火と花こう閃緑岩の貫入が周期的に起きた。大洋型地殻をもつ中軸部には、ジュラ紀中期(?) - 後期とネオコム期に、玄武岩の海底噴火があり、セヴァン帯の中生代オフィオライト岩類の断面をしめくくる、フリント層が堆積する。部分的な後期地向斜性凹地——アジャロ-トリアレチ、セヴァン、エレバン-オールドバド、タレイシ——の本質的に安山岩質（ところどころサブアルカリ、アルカリ）の大規模な海底火山活動が、始新世中期-後期にあった。始新世後期-漸新世初めのその終息に伴い、花こう岩質岩、ところによりアルカリ・マッシューフが形成された。

大カフカスのアルプス造山期後期火成活動は、トランスカフカス隆起帯に集中して現れ、中新世後期と鮮新世の花こう岩質岩マッシューフ、それとサブアルカリ・マッシューフの形成、エルブルス、カズベク地域の鮮新世後期と第四紀の陸上噴火となる。造山期後期のはるかに大規模な陸上噴火が、小カフカスで中新世後期、鮮新世後期、そして第四紀に起こり、広大な地域を覆い、噴出物の量が莫大なこと（数万立方キロ）、組成が多様なこと（玄武岩、安山岩玄武岩、安山岩、石英安山岩、流紋岩の溶岩、火山碎屑岩）、がその特徴である。

## 主な発達段階

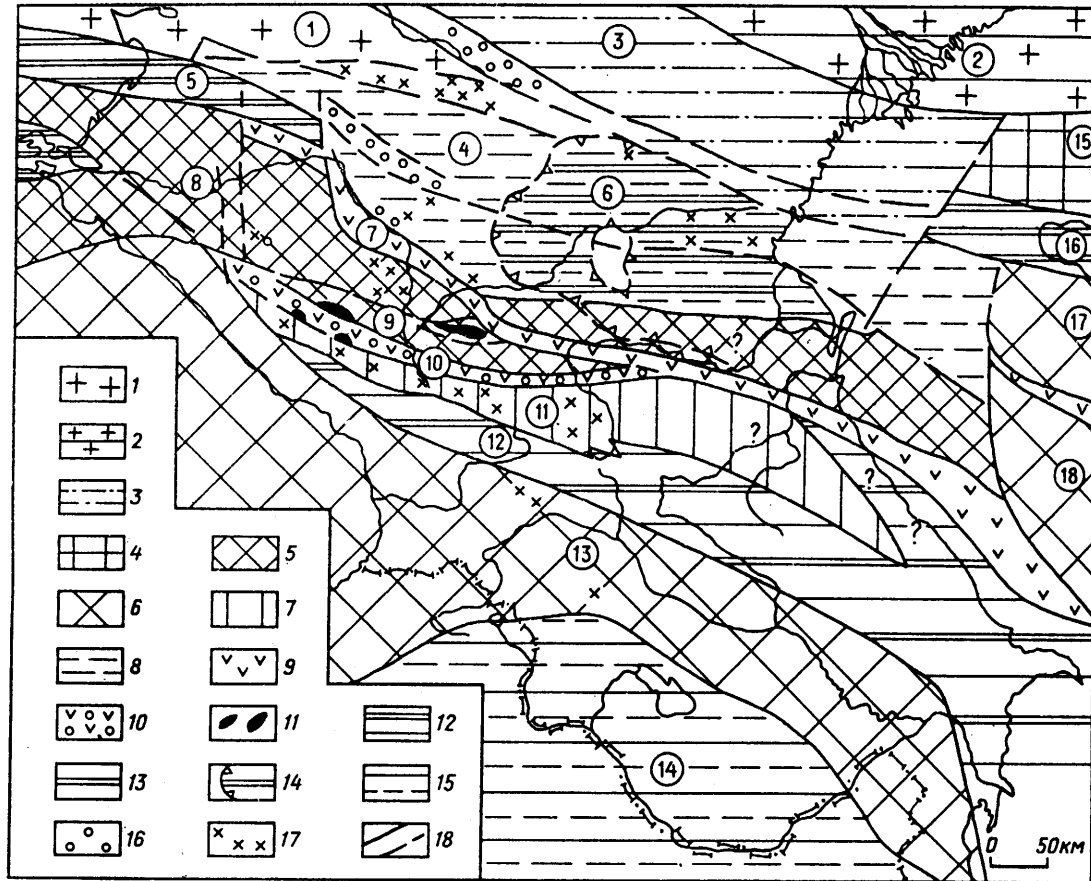
カフカスの地史では、地向斜発達の三つの輪廻——バイカル-サライール（リーフエイ紀後期-カンブリア紀の初め）、ヘルシニア（古生代-三畳紀）、アルプス（ジュラ紀-新生代）が区分される。カフカ

スには、バイカル前の基盤の露出は見られないが、地中海帯のカフカス地区は、原生代後期に分裂し拡大したが、完全には断絶しなかった、大陸地殻の上に形成された、と考えられる。それは、カフカスでよく知られている最古の岩石——グラヴニー山脈地帯（マケルスキー統）、ベチャスィンスキー帯、ジルリスキー突出部、小カフカスのリーフェイ系上部-ヴェンド(?) 変成コンプレックス——は、圧倒的に多くのメタ陸源堆積物を持ち、碎屑性石英、ジルコンを含むからである。塩基性の火山岩（角閃岩に変わる）は、この中で20%を越えることはなく、また、オフィオライト・コンプレックスの超塩基性岩から生じた可能性がある変成作用の生成物は、存在しない。カフカスの各地帯で、放射線分析で、二つの変成相と、7.9~8.7億年と、6.5~5.0億年とされた花こう岩質岩の形成が確認されたことから、カルパチア同様、カフカスには、先カンブリア時代後期の二つの独立した輪廻——リーフェイ紀後期の初めに終わった（これは山地クリミアでも認められる）バイカル前期（ダリスランド）と、ヴェンド-カンブリア紀に終わったバイカル後期（またはサライヘル）——が出現した、と考えられる。ベチャスィンスキー帯で、カンブリア系上部(?) - オルドビス系の碎屑物の層だけであるモラッセと花こう岩質岩の発達が限定されているのは、はっきりとした造山段階で終わらない、この輪廻の不完全さを示している。

ヘルシニア輪廻は、非常に完全で、大規模な水平運動が特徴で、これにより、構造的な地域区分が可能である(24図)。カフカス地区のヘルシニア輪廻の地向斜帯の幅は、バイカル後期-サライール輪廻と比べ、完全に狭くなった。それは、小カフカスとその南のイラン、東トルコ地方、おそらく、後カフカス山間地帯をもカバーするその南部が、ヴェンド-カンブリア紀に固結し、アフリカ-アラビア卓状地と一つになったからである。ヘルシニア輪廻には、はっきりとした独自の地向斜段階と造山段階——花こう岩質岩の山岳形成と山間盆地中のモラッセの堆積で注目される——が区別される。地向斜段階は、大洋型地殻をもつ地帯——この中で、オフィオライト岩類が形成され、ソレアイト玄武岩-玄武岩質の火成活動が起こった——の誕生に至る、優勢な水平方向の伸長を伴う地向斜凹地の形成される初期段階（オルドビス紀-デボン紀の初め）と、収縮の最初のインパルスとカルクアルカリ火山活動の出現を伴う成熟段階、に分けられる。この段階は、多くの地帯で石炭紀前期の激しいズデート収縮相で終わるが、ところどころで、三畳紀まで続く。

研究しやすいトランスカフカス横断隆起帯中のこの段階での主なカフカス構造帯（古生代に劣地向斜型の凹地があった前カフカスを入れなくて）は、次のようなものであった（北から南に）。ベチャスィンスキー地背斜帯（小さなハサウトスキー凹地を含む）；ペレドボイ山脈の優地向斜帯、オルドビス-シルル紀にでき、石炭紀前期に激しく収縮した大洋型地殻をもつ、より広い凹地の北の末端であろう；グラヴニー山脈の地背斜帯、古生代の初めから存在したか、または、アダミヤが考えているように、ヘルシニア前期の地向斜凹地の逆転の結果、できたもの；南斜面（スバネチ）劣地向斜帯、ここでは、沈降と、もっぱら頁岩層の堆積が三畳紀まで続き、三畳紀末（すなわち古キンメル相で）、収縮と褶曲の形成を終えた。

大洋型地殻の凹地の拡大、ペレドボイ山脈地帯でその底のオフィオライト・コンプレックスの衝上、複雑な向斜構造への転化、をもたらししたズデート収縮相の後、より北のカフカス地帯に、古生代前期末から造山段階が始まった。この段階で、背斜帯——ベチャスィンスキーとグラヴニー山脈——は、変成作用と花こう岩化作用、激しい隆起と削剝作用の舞台だったが、ペレドボイ山脈地帯には山間盆地が生まれ、石炭紀中期-後期に石炭を挟む陸成モラッセ、二畳紀-三畳紀初めに赤色の陸成モラッセで埋まった。ペレドボイ山脈とグラヴニー山脈地帯のトランスカフカス横断隆起帯の西と東で、二畳紀後期に全般的な沈降が起こり、陸源-炭酸塩堆積物の堆積が始まった。



24図 アルプス以前 (ジュラ紀以前) のカフカス地域の基盤構造図

(ベロフ, レタヴィンの資料による, 簡略化し, 補筆), 復元構造なし

1~2 - 東ヨーロッパ卓状地: 1 - 原生代後期以前の基盤の突出部; 2 - 深い陸向斜; 3 - ドネツコ-プロムイスロフスキー・オーラコ地向斜ヘルシニア褶曲帯; 4 - 北ウスチュルト・メタ卓状地マッシューフ; 5~17 - 地中海地向斜帯: 5 - 主にバイカル (原生代後期) コンプレックスから成る複背斜; 6 - バイカル後期 (と, たぶんより古い) 中央マッシューフの変成コンプレックス, 一部, ヘルシニア時代の火成活動と変成作用で変質; 7 - 古生代以前, 古生代前期-中期の変成コンプレックスから成る逆転型 (?) のヘルシニア複背斜; 8 - 劣地向斜 (粘板岩) 褶曲帯; 9 - ヘルシニア前期優地向斜褶曲帯; 10 - 同, 古生代後期の表生モラッセ盆地をもつもの; 11 - 古生代前期-シルル紀のオフィオライト・コンプレックス; 12 - ヘルシニア-古キンメル・劣地向斜凹地, 古生代中期-三畳紀の粘板岩層から成る; 13 - 古キンメル褶曲帯; 14 - 二畳系上部-三畳系の堆積物で埋まった, 東-前カフカス盆地の古キンメル時サブ卓状地の輪郭; 15 - 古生界中部, 上部-三畳系の被覆層があるイラン・エビバイカル卓状地プレート; 16 - 古生代後期のモラッセ; 17 - ヘルシニア花こう岩質岩; 18 - 構造帯の境

○の中の数字: 1 - ウクライナ楕状地のロストフ突出部; 2 - 沿カスピ海陸向斜; 3 - ドネツコ-プロムイスロフスキー・ヘルシニア褶曲帯 (複向斜); 4 - 前カフカス褶曲帯; 5 - 沿アゾフ海古キンメル褶曲帯; 6 - 東-前カフカス古キンメル表生盆地; 7 - クロボトキン-ネヴィノムイスク地溝-複向斜; 8 - クリミア-前カフカス複背斜; 9 - ベチャスインスキー複背斜; 10 - ペレトボイ山脈のヘルシニア地溝-複向斜; 11 - グラヴニー山脈の複背斜; 12 - 南斜面 (スヴァネチ) の古キンメル複向斜; 13 - 後カフカス中央マッシューフ; 14 - イラン・エビバイカル卓状地プレート; 15 - 北ウスチュルト変成マッシューフ; 16 - マンギスラク古キンメル褶曲帯; 17 - 南マンギスラク・マッシューフ; 18 - カラボガス・マッシューフ

グルジア・マッシューフと小カフカスの北部に, 古生代に優勢な隆起地域があり, その地殻は, ヘルシニア輪廻の造山段階で, ヘルシニア後期変成作用, 酸性の火山活動, 花こう岩の形成に見られる激しい加熱を受けた。しかし, おそらく, 後カフカスには, 部分的な地向斜凹地で隔てられた, いくつかの隆起が存在しただろう。ジルリスキー突出部東部のオフィオライトと古生代の岩石が残存する, 狭い構造

帯は、こうした隆起の一つの断片であるかもしれない。アフリカ-アラビア卓状地プレートの北縁のエピバイカル卓状地中に含まれる小カフカスの南部で、古生代中期-後期と三畳紀に、中程度の厚さの浅水成の粘土-炭酸塩堆積物が堆積した。この地域は、ヘルシニア輪廻中、火成活動も褶曲も変成作用もなく、石炭紀前期と二畳紀の間のヒアタスと、三畳紀末の海進だけが、ヘルシニア運動を反映するものとなった。

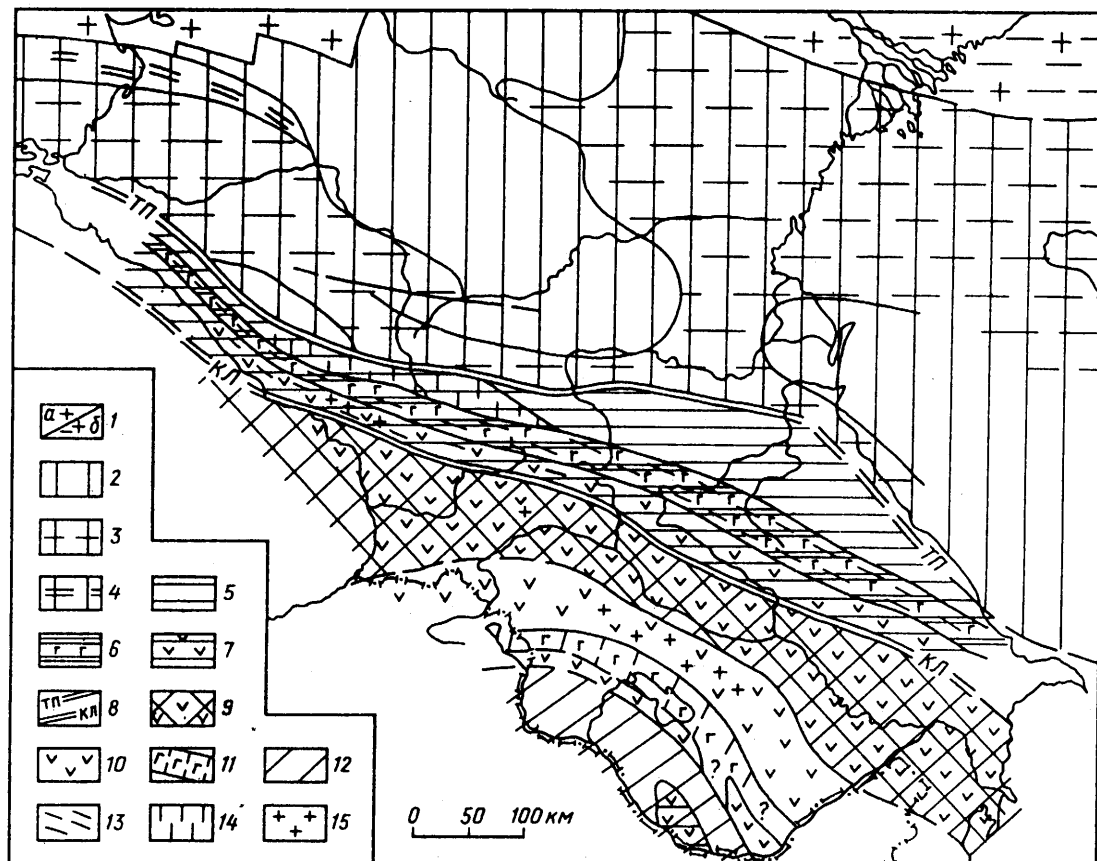
ヘルシニア輪廻の初め、地中海帯のカフカス地区は、大洋型地殻をもつ拡大地帯を形成した、激しい水平方向の張力を受けたことは、疑いない。しかし、その数、最初の位置と幅は、あまりよく分かっていない。ある研究者は、これを、比較的狭い凹地とし、他の研究者は、これに大洋位の規模を与える(“古テーチス海”)。ある人は、ペレドボイ山脈とグラブニー山脈の間に大洋型地殻をもつ仮説の地帯をおき、これをチルヌイアウス構造線の跡(“傷痕”)とし、他の人は、グラブニー山脈のすぐ南にあって、その後、衝上で南に“動かされた”,と考える。ある人は、この“基盤の”オフィオライト帯を独自のものとし、他の人は、別の同様なオフィオライト凹地の存在(ベチャシンスキー帯、ジルリスキー突出部)を想定する。グラブニー山脈地帯の隆起の発生と時代、ヘルシニア輪廻の特殊な地向斜段階での発達の性質も、議論の余地のある問題である。

アルプス輪廻の発達は、カフカス地区でライアス世に、つまりカルパチアや山地クリミアよりも遅れて、始まった(カフカスでは、ジュラ紀前の隆起と古キンメル相の褶曲運動がヘルシニア輪廻を締めくくる)。大カフカスのアルプス輪廻の歴史は、主に、大カフカスと小カフカスの地向斜凹地の形成と、長期の進化、その終わりと、褶曲山地への転換の歴史である。これらの凹地は、その構造上の位置と発達の特性が、互いに全く異なる。大カフカスのアルプス地向斜は、ヘルシニア輪廻の主な優地向斜凹地(つまり、ペレドボイ山脈とチルヌイアウス構造線地帯)に対し、南に動いたが、中軸部は、南斜面のヘルシニア劣地向斜凹地の位置を継承した(25図)。これに反し、小カフカスのアルプス地向斜は、バイカル-褶曲輪廻の終わりに固化した地中海帯の南部に生じたものであろう。もう一つ、小カフカス地向斜と南アルメニア、中部イラン中央マッシューフで隔てられた、東タフルとザグロス地向斜凹地が、アルプス輪廻中に、もっと南に生れた。全体として、カフカス地区の地中海褶曲帯は、アルプス輪廻中に大きく南に動き、全体の幅が広がった。

大カフカスのアルプス地向斜のシアルの基盤は、初期段階に伸長し、深い割れ目と断裂ができたが、完全に切り離されることはなかった。これを示すのが、一連の横断地帯に、中生代以前の基盤が突き出ていること、ジュラ系-古第三系の断面で、堆積物(発達の初期段階で頁岩、成熟段階で陸原-炭酸塩堆積物)の層がはっきりと優勢であること、である。火山岩(ライアス世前期の地向斜の形成時に酸性、後にソレイト玄武岩、最後に、ライアス世中期とアーレン期の最も沈降が激しかった時期には対照的な)が、全体として輝緑岩の岩脈同様、もっぱら、ほぼ地向斜の中軸地帯にだけ存在して、オフィオライトや斑れい岩質岩はない。こうした特性から、大カフカスの凹地をアルプス輪廻の早い段階では、メソ地向斜、より成熟した段階では、劣地向斜と見なすことができる。地向斜の南翼にバイオス期に出現した大規模な安山岩-玄武岩質、安山岩質火山活動は、この発達と本質的な関係はないが、地域的な特性があり、グルジア、アゼルバイジャン中央マッシューフを含む、広大な後カフカス地域、小カフカス地向斜の大部分を覆い、そして、これらの地帯\*に共通の、深層のテクトノサーマル作用を規制したのであろう。

最大の沈降とあらゆる火山活動が、前期地向斜段階の初め(ライアス世-アーレン期)にあった大カフカス(南翼を除く)と違い、小カフカスの地向斜中のライアス世-アーレン期の沈降はわずかだった

\* ある研究者の意見では、バイオス・カルクアルカリ火山活動と後カフカス火山帯(“島弧”)の同じマグマの深成活動は、ジュラ紀中期に活発だった古サブダクション帯——セヴァン帯の大洋地殻の海溝から北東に沈降した——と関連があった。



25図 アルプス輪廻の前期地向斜段階（ライアス-ドッガー世）のカフカスの古構造図  
（復元構造を含まない）

1 - 東ヨーロッパ古期卓状地（a - 高くなった地域，6 - 低くなった地域）；2 - 隆起；3 - 盆地；4 - 古キンメル褶曲帯；5 - 7 - 大カフカスのメソ地向斜；5 - 中程度の沈降をした，北部周縁地帯；6 - 非常に薄くなり，広がった地殻をもつ，最も沈降した，中軸地帯（ライアス世とアーレン世に塩基性の火山活動が出現）；7 - バイオス期に安山岩玄武岩質の火山活動が大規模にあり，中程度の沈降をした南部周縁地帯；8 - チルヌイアウス-ブシェキシュスキー（ТЛ）とカヘチノ-レチフム（ТП）周縁構造線地帯；9 - バイオス期に大規模な火山活動があった中央マッシーフの後カフカス地帯；10 - 11 - 小カフカスの優地向斜；10 - バイオス期とバス期に大規模な安山岩質と酸性の火山活動があった周縁地帯；11 - ドッガー世（？）に新しく生じた大洋型地殻をもつ大きく拡大した中軸（セヴァン）地帯；12 - 南アルメニア中央マッシーフ；13 - 同，凹地；14 - ドッガー-マーム世の境で圧縮され褶曲した地域（早期キンメル相）；15 - ドッガー世末に貫入された花こう閃緑岩マッシーフ

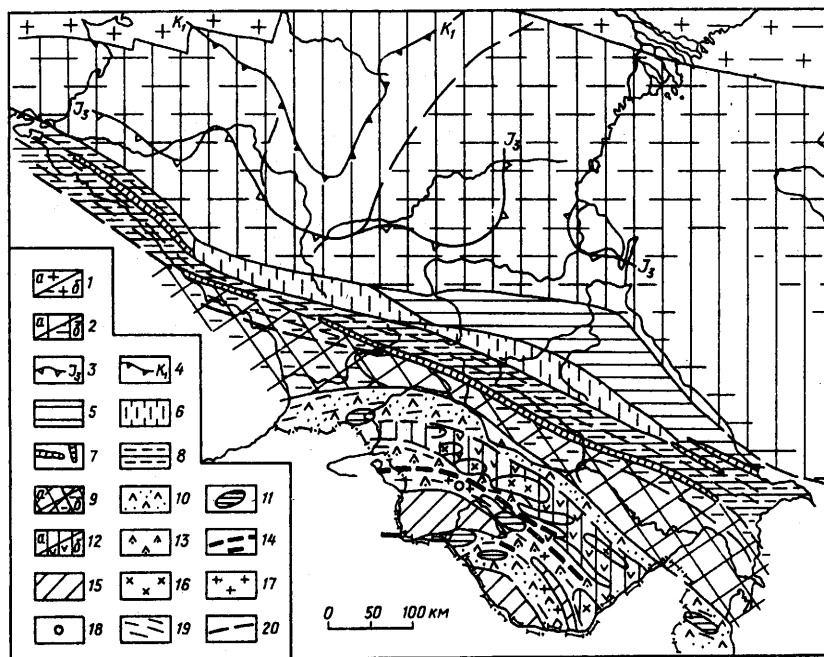
が，火山活動は，最初，バイアス期に大規模に出現し，ジュラ紀後期，白亜紀，古第三紀に，より北と南に広がりながら，何度も繰り返した。特に小カフカス地向斜の発達地向斜段階での火山活動，それと関連がある貫入作用に共通する激しさと継続時間は，たびたび大カフカスのそれを上回り，このことから確実に，これを優地向斜と見なせる。小カフカス地向斜中では，水平方向の拡大の規模もはるかに大きく，これが，その中軸部に，ジュラ紀中期（？）に大洋型の地殻をもつ凹地を，そして，ある研究者の推定では，大洋に似た海盆さえも，形成した。

カフカス地向斜の発達は，主な二つの段階に区別される。前の段階を締めくくる，ジュラ紀中期の最初の激しい収縮相は，その中に，中軸の褶曲-地塊の逆転地背斜帯をつくり，カフカスの中央地区に，北で準卓状地型とフリッシュ型——その南では，地向斜の成熟段階中に強まった——の凹地の独立と特性の復活をもたらした。深いフリッシュ凹地は孤立し，始新世末-漸新世の南への地塊の移動を伴う，



激しい褶曲-衝上断層による変形を受け、北カフカス凹地は、新第三紀に、一部がずっと弱い褶曲作用を受けた。

小カフカス地向斜は、発達はやや遅れ、より複雑に進行した。その中のカローブ期以前の収縮は、比較的弱いものであったが、その中軸、セヴァン帯——大洋型地殻をもち、この中に玄武岩-放散虫岩層が生まれた——の沈降と拡大は、ほぼ白亜紀前期まで続いたであろう(26図)。小カフカスで重要な役をしたのは、白亜紀中期のオーストリア相の褶曲による変形で、このとき、地向斜の中軸地帯のオフィオライト・コンプレックスが初めて収縮し、上に押し出され、横に広がり、破壊され、デッケ、蛇紋岩化したメランジュ、オリストストローム層をつくった。この過程が、セヴァン帯では、セノン期前期の終わるまで続いた。白亜紀中期から、部分的な地向斜凹地——後カフカス中央マッシューフの南縁と南アルメニア・マッシューフの北縁に重なる、アジャロ-トリアレチ、タリシ、エレバン-オールドバド——が生まれた結果、構造の場は複雑になる。これに反し、これらの凹地を隔てる地帯とセヴァン凹地は、白亜紀の間に、地背斜——ソムヘト-カラバフ逆転地背斜、ミスハン-ザンゲズルスキー残留地背斜——



26図 アルプス輪廻の地向斜の成熟段階(マウム世-古第三紀)のカフカスの古構造図

1 - 東ヨーロッパ古期卓状地 (a - 相対的に隆起した地域, 6 - 沈降した地域) ; 2 - エビ古生代卓状地プレート (a - 相対的に隆起した地域, 6 - 沈降した地域) ; 3 - マウム統の分布の北限 ; 4 - 白亜系下部の分布の北限 ; 5 ~ 8 - 大カフカスの劣地向斜系 : 5 - 北カフカス劣地向斜 (非フリッシュ) 凹地 ; 6 - 大カフカスの中軸の逆転した地向斜, 薄い堆積物に覆われる ; 7 - 断裂付近の相対的, 絶対的な狭い尾根状の隆起地帯 (コルディレラ) ; 8 - 大カフカス北斜面の南部と北西部のフリッシュ性凹地 ; 9 - 後カフカス中央マッシューフ地帯とそれに接するアハズスキー帯 (a - 相対的に隆起した地域, 6 - 沈降した地域) ; 10 ~ 15 - 小カフカスの優地向斜系 : 10 - アジャロ-トリアレチ, タリシ, エレバン-オールドバド後地向斜表生凹地, 主として白亜系上部-始新統の厚い堆積-火山起源の層に埋まる ; 11 - 地向斜凹地中の漸新世の残留凹地 ; 12 - ソムヘト-カラバフ, カファン逆転地向斜地帯 (a) と部分的な凹地 (6), 主にマウム統と白亜系上部の堆積-火山起源の層に埋まる ; 13 - 大洋型地殻上のセヴァン優地向斜継承凹地, 白亜紀中期に収縮し, 深く沈降, 白亜紀-始新世に, 堆積-火山起源の厚い層に埋まる ; 14 - セヴァン凹地, ヴェディ-オールドバド凹地 (異地性?) の白亜紀後期のオリストストロームと白亜紀後期以前のオフィオライトの発達する地帯 ; 15 - 分裂した南アルメニア・マッシューフ内の残留隆起 ; 16 - 白亜紀中期の花こう閃緑岩と斜長花こう岩の貫入岩 ; 17 - 始新世後期と漸新世の花こう岩質岩の貫入岩 ; 18 - 同, アルカリ岩の貫入岩 ; 19 - 始新世後期と鮮新世の褶曲帯 ; 20 - 大断裂

一に転じた。

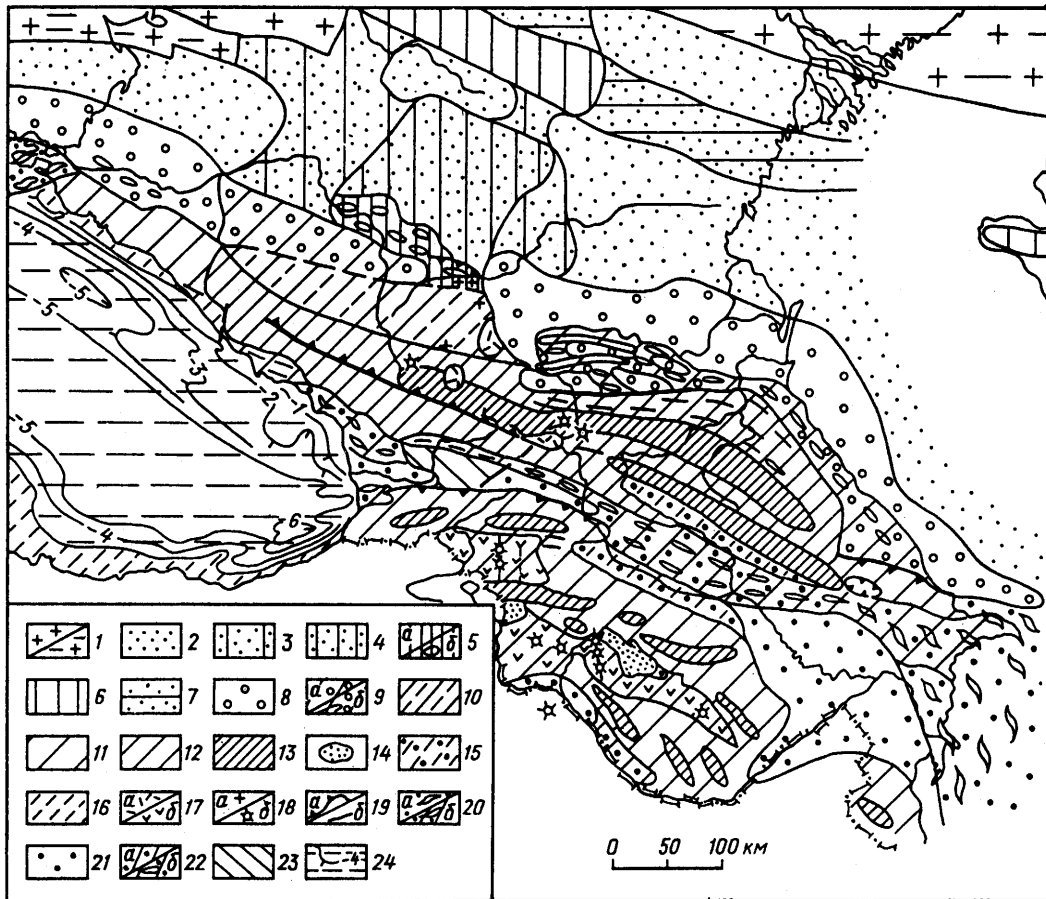
小カフカスの地向斜の後の段階は、古第三紀の大部分にまたがる。この段階で、アジャロ-トリアレチ、タルイシ、セヴァン、エレバン-オールドバド凹地は深く沈降し、陸源、しばしばフリッシュ、そして厚い火山起源の層に埋められた。火山活動の主なクライマックスは、始新世中期、一部ではその後期で、大噴火が小カフカス凹地だけではなく、イラン、アフガニスタン、パミール、それと、隣接する南ツラン卓状地プレート（バドフィズ）の広大な地域にも及んだ。後カフカス帯のバイオス火山活動と共に、この中東火山深成活動帯の始新世の火山活動は、激しい岩石圏の加熱、面積も体積も巨大な溶解、による広域火山活動の一例である。本質的に安山岩、また、しばしば、より酸性の始新世火山岩の成分は、マグマ溜りの大部分が、大陸型の地殻内中にあることを示している。

ある研究者は、小カフカスと、アルプス帯の中東地区全体の始新世の火山活動を、仮説である、北に傾斜する古ベニオフ帯（サブダクション帯）——アラビア卓状地の北への相対的な運動とアルプス帯の下への下降により、活発に拡大した——と関係づけている。しかし、始新世中期の収縮の構造的な徴候は、小カフカスにも、アルプス帯の他の火山地域にも知られず、それから南——インド洋北西部、エチオピア、インド、——にも、古第三紀前期の火山活動が広く出現した。すべてのこうした火山活動の出現は、アルプス帯の中東地区と、南で、一部は北で、これと接する構造地域に古第三紀にあった、巨大な深層の地温異常の存在によるものであろう。始新世中期、後期の境から、小カフカスの後地向斜凹地は消滅し始め、大カフカス南斜面のフリッシュ凹地と同時に、収縮による変形と花こう岩質岩とアルカリ岩の貫入を受け、漸新世には、この中に小さな盆地を残すだけになる。

漸新世と中新世前期は、アルプス帯特有の造山段階と地向斜段階の間の過渡的な、カフカスの特異な発達期である。大カフカスの広い地向斜凹地——この大部分が消滅した結果、後により狭い凹地と、それを隔てる逆転、復活、残留隆起とに分裂した——の場所に、さしあたってはまだ、地形と、構造運動の性格の不一致とにわずかに見られる、広範な褶曲構造がしだいに形成される。成長した小カフカス、ポント、バルカン、ディナリド構造は、テーチス海と、その北にある広い内陸性の湖-付属海——大カフカス構造が、一時的に水面下に隠れる、平らな島となって突き出ているパラテーチス海——を隔てる天然の障壁をつくる。同時に、漸新世に、後カフカス山間地帯（グルジア、アゼルバイジャン・マッシューフの中央地域を除く）、黒海盆、南カスピ海盆と大カフカスのペリクリナル沈降地帯、前カフカス、で沈降が強まった。しかし、これらの凹地を埋めるマイコープ統の砂-粘土の大部分は、北の東ヨーロッパ卓状地から運ばれ、一部が大カフカス構造の低い部分を越え、またわずかなもののみ、大カフカスと小カフカスの個々の隆起部分から運ばれた。

造山段階の始まりは、中新世中期と見ることができる。このとき、大カフカスと小カフカスの構造が、よりはっきりとした形で現れ、前カフカス横断隆起帯の役割が増大し、後カフカスのリオニ、クラ内陸盆地、クバン、テルスコ-カスピ海周縁凹地をしだいに引き離した(27図)。しかし、造山段階の前期、つまりサルマチア期後期の始まるまで、周縁凹地に下部モラッセの細粒堆積物を供給する上で重要な役割を果たし続けたのは、東ヨーロッパ卓状地であった。褶曲構造の高まりは、大体、その削剝作用と釣り合ったものであったが、その内部に、残留盆地（セヴァン、エレバン）がそのまま残り、ここに、クラ盆地と、漸新世-中新世に生まれたアラクス川中流盆地を通して、ときどきポント-カスピ海盆の水が流れ込んだ。

サルマチア期後期-メオティス期（約1,000万年前）に、小、大カフカスの上昇の激しさが非常に強まり、鮮新世と第四紀、つまり後造山期の全期間を通じて、その高さを保ち続け、高さを増加しさえもした。これが、その中に山岳地形を、そして後には高山地形を形成することになり、周縁凹地と内陸凹



27図 アルプス輪廻の造山段階（新第三紀 - 第四紀）のカフカスの古構造図

1 - 東ヨーロッパ古期卓状地 (a - 隆起した地域, 6 - 沈降した地域) ; 2 ~ 7 - エピ古生代卓状地プレート : 2 - 中程度に沈降した地域とわずかに沈降した地方 ; 3 - 同, 鮮新世 - 第四紀のきわめて弱い隆起に加わった所 ; 4 - 同, 新第三紀の弱い, または中程度の隆起に加わった所 ; 5 - 新第三紀 - 第四紀に最も著しい (1 ~ 1.5 km まで) 上昇をした地方 (a) とその中の局地的な隆起 (6) ; 6 - 新第三紀 - 第四紀に中程度と弱い上昇をした地方 ; 7 - 鮮新世に沈降に参加した, 中新世に上昇した地方 ; 8 ~ 9 - 周縁凹地 : 8 - 深く安定した沈降と新第三紀 - 第四紀の厚いモラッセの堆積する地帯 ; 9 - 鮮新世 - 第四紀に弱い, または中程度の隆起 (a), 褶曲 (6) に加わった地域 ; 10 ~ 19 - 大カフカス, 小カフカスのアルプス褶曲構造 (メガ複背斜), 全体として分別上昇をした : 10 - スキフ卓状地南縁, 新第三紀 - 第四紀の中程度 (1 ~ 2.5 km) の大カフカス構造北翼 (ラビノ - マルカ帯) の単斜の隆起に加わった ; 11 - 中新世末から, 中程度 (1 ~ 2 km まで) の上昇をした地方 ; 12 - 著しい (中新世末から 3 ~ 3.5 km まで) 上昇をした地方 ; 13 - 最大 (中新世末から 4 ~ 5 km まで) の上昇をした地方 ; 14 - 山間盆地 ; 15 - 鮮新世 - 第四紀に沈降に転じたクラ山間盆地地域 ; 17 - 新第三紀 - 第四紀の陸上火山の活動した地方 (a - 酸性, 6 - もっぱら中性, 塩基性) ; 18 - 新第三紀 - 第四紀の貫入岩 (a) と火山 (6) ; 19 - 衝上断層とデッキ型の断裂 (a) と逆断層と断層 (6) ; 20 - 大カフカスのペリクリン沈降帯 (a) と中新世 - 第四紀の弱い上昇地域 (6) ; 21 ~ 23 - 後カフカス山間盆地地帯とアラクス川中流盆地 ; 21 - 安定した深海沈降地域と, モラッセの堆積地域 ; 22 - 鮮新世 - 第四紀に弱い, または中程度の上昇 (a) と褶曲 (6) に加わった地方 ; 23 - 中央マッシューフ地域, 中程度の上昇を行った ; 24 - 激しい沈降をした黒海深海盆と, その中の新第三系の基底の等深線

地 (前山凹地と山間盆地になった) に陸源物質を供給する役割を大きくし, その組成を完全に粗粒なもの (上部モラッセ) にしている。トランスカフカス横断隆起帯は, 黒海とカスピ海の間のカフカスの主分水界となる。その間のつながりは, 最初, 後カフカスで (サルマチア期), 後には前カフカスで (ポント期) 絶たれる。中新世と鮮新世の境と鮮新世前期 (アクチャギル期前) に, カフカス地域は, 褶曲

形成相——おそらく、アラビア卓状地と東ヨーロッパ卓状地の再接近による——を迎える。褶曲による変形は、主にカフカス地域の東半分に出現し、クラ山間盆地、テルスキ周縁盆地南部、大カフカスの東地区北翼の隣接部、にとどまった。これらの地帯、そしてその他のいくつかの地帯の褶曲-衝上断層による変形は、鮮新世、更新世にも繰り返された。

中新世後期末、鮮新世後期、第四紀に、小カフカスでは、非常に大規模な、しかし大カフカスでは、それほど激しくない、陸上の火山活動が突発した。これは、主にトランスカフカス隆起帯内にあり、カフカス地区を横断し、さらに南のアフリカ-アラビア・リフト系に延びる、熱流量の高い地帯の存在と、岩流圏の隆起(トランスカフカス・マントル・ダイアビル)、によるものである。鮮新世末と第四紀の全体的な気候の悪化と高山の出現は、大カフカスに繰り返し山岳氷河を生むことになったが、小カフカスでのその出現は、それほど目だつものではなかつた。

アルプス輪廻中のカフカス地域の発達史の概観から、特有の地向斜段階の前期(ライアス-ドッガー世)は、優勢な水平方向の拡大体制——大カフカスのメソ地向斜中軸地帯の大陸地殻を非常に薄くし、後カフカスに深層マグマの貫入の断裂と割れ目による分裂と完全な分離、小カフカスの優地向斜中軸地帯に新しい大洋型地殻の形成をもたらした——が特徴であるのは明らかである。ドッガー世とマルム世の境に始まり、古第三紀まで続く成熟した地向斜段階は、二つの地向斜の構造を複雑化し改造した、何度も繰り返された収縮と拡大が特徴で、その終了と褶曲構造に変わることで終わった。この段階と漸移的な関係がある造山段階(新第三紀-第四紀)には、カフカス地域の地殻全体の周期的に増大する水平方向の収縮があった。これは、周縁凹地、山間盆地、いくつかの褶曲構造の周縁地帯の褶曲-衝上断層による変形、全般的なドーム状-地塊状のウォーピングをもたらした。アルプス地向斜帯の水平方向の拡大と収縮作用は、おそらく、その全体の幅と個々の地帯の幅の変化を伴い、また、それぞれ、それを縁取る岩石圏の相違と類似、そしてたぶん、地球全体の脈動によっても、コントロールされたであろう。

あまり明らかでない、カフカス構造の発達の問題には、次のようなものがある。1) 個々の段階での水平運動の規模、特にジュラ紀の大陸地殻の移動を伴う断裂の幅、大カフカスと小カフカスのアルプス構造の形成の際の全収縮量、2) 小カフカスの大洋型地殻をもつ断裂帯の数と具体的な位置の確定、特に、ここに二つ、または一つのオフィオライト・ゾーンがあったか、後の場合はどこでそれが生まれたか、3) バイオス期の広い後カフカス帯と地中海帯の中東地区、特に、始新世の小カフカス凹地の広域カルクアルカリ火山活動の性質で、これと密接な関係があるのは、カフカス地域の古ベニオフ帯の存在、古サブダクション帯の存在、アルプス輪廻のいろいろな段階での具体的な位置の確定、その考え得る火山活動を規制する要素としての役割の問題、である。

## 有用鉱物

カフカス地域は、内成、外成のさまざまな種類の金属、非金属鉱物を豊富に産出し、また、化石燃料、特に石油を多く産する。金属鉱床の多くは、アルプス構造火成輪廻と関連がある。

鉄鉱床中、最も重要なのは、小カフカスのソムヘト-カラバフ帯のダシュケサン・スカレン磁鉄鉱床で、白亜系下部の花こう岩質岩の接触変成帯のものである。マルキンスキーの自然合金鉄鉱床は、ラビノ-マルキンスキー帯の同名の古生代蛇紋岩マッシューフのジュラ紀の風化殻による。大カフカスのライアス-ドッガー世の堆積物中には、菱鉄鉱のコンクリーションが広く分布していて、ダゲスタンのアーレン階に鉱石を集中させる。大きなチアツラ酸化マンガン堆積鉱床は、ジルリスキー隆起北翼の沿岸性の漸新世堆積物による。

大カフカスの黄銅鉱床は、ペレドボイ山脈（ウルップ、フデス）のデボン系の火山起源の層に、また、小カフカスでは、ソムヘト-カラバフ帯とカファン隆起のジュラ系中部（アラベルディ、カダベク、カファン）と白亜系上部（マドネウリ）の火山起源の層にある。小カフカスの南、ザンゲズルの銅-モリブデン鉱床（カジャラン、アガラク、ダスタケルト）は、古生代後期の花こう岩質岩による。北カフカスの同名の構造線帯のチルヌィアウスのモリブデン-鉄マンガン重石スカレン鉱床は、新生代の花こう岩マッシーフの形成によるものである。大カフカスの鉛-錫鉱床は、ラビノ-マルカ帯（エルブルス）の古生代後期の花こう岩質岩、東地区の中軸地帯のライアス-アーレン階の火山起源-堆積層（フィリジチャイ硫化鉄-多金属成層鉱床など）、中央カフカスの地塁-複背斜の北翼のジュラ紀の堆積物、その古生代の基盤（サドン地方のカローブ期前期（？）の石英-多金属の鉱脈鉱床）のものである。小カフカスでは、古第三紀の花こう岩質岩による多金属鉱床が、オールドバド、セヴァン帯に知られている。カフカスには、また、クロム鉄鉱（セヴァン・オフィオライト帯）、コバルト（ダシュケサン）、ひ素、アンチモン、水銀（グラブニー衝上断層付近の大カフカス南斜面地帯の白亜紀-古第三紀の一連の鉱床）、金（セヴァン帯中の新第三紀のゾドスキー鉱脈鉱床）がある。

非金属鉱物では、建築資材の鉱床が最も広く分布している。その中で最も重要なのは、小カフカスの最近の火山活動による、溶岩、凝灰岩、タフ・ラバー、軽石、パーライト（特に、ナリチク地方のアルメニア、エルブルス地域のアルテク、エレバン、レニナカンのイグニンプライト）と小カフカスの古第三系と白亜系上部の火山岩である。大カフカスと小カフカスで、古生代とジュラ紀（ジルリスキー・マッシーフ）の大理石、ヘルシニア、アルプス・エラの花こう岩、新第三紀の石灰岩-コキナの鉱床が開発されている。その他の非金属原料の中で挙げなくてはならないのは、珪藻土（アルメニア、南グルジア）、セメントの原料として採掘される、白亜系上部のマール（ノボロシースク）、ベントナイト（西グルジアと北カフカス）、中新統の岩塩（ナヒチェヴァニ、エレバン地方）、石膏（北カフカスのジュラ系上部）である。

小さな石炭鉱床が、ペレドボイ山脈の石炭系中部-上部、小カフカスのミスハン-ザンゲズル帯の三疊系上部（ジェルマニス）、大カフカス北斜面のライアス統中部とアーレン階（カラチャイ、バルカリ、ダゲスタン）、バス階（大カフカス南斜面のツキブリ、ツクヴァルチェリ）、漸新統（小カフカスのアジャロ-トリアレチ帯のアハルツィ-褐炭鉱床）の堆積物中にある。これよりもはるかに重要なのは、ガス田と石油鉱床で、前カフカス周縁凹地、大カフカスのペリクリナルな東端、後カフカスの山間盆地の中生界と新生界のいろいろな層準に存在する。クバン周縁凹地内の多くの石油鉱床と一部のガス田は、古第三系と中新統のさまざまな層準（マイコーブ、ハヅイジェン、アナスタシー-トロイツク）にある。テレスコ凹地の大きな石油鉱床は、テレスコ、スンジェン背斜とダゲスタン沿岸地帯の中新統中部と白亜系の堆積物中にある。

漸新統下部のプロダクチーブナヤ層の堆積物中に鉱床がある。大カフカスのアプシェロノ-コバイスタン帯の最も古いバクー油田地帯は、40年代まで、ソビエト連邦の石油産出量の大部分を産出していた。これは長年にわたる採掘にもかかわらず、バクーの東のカスピ海中に開発された巨大な鉱床のおかげで、その重要性を保っている。古第三系と中新統のさまざまな層準にある石油鉱床は、クラ盆地の各地、アジャロ-トリアレチ沈降地帯の東（トビリシ付近）にあり、また、小さい石油鉱床が、リオニ盆地の中生代と第三紀の堆積物中にある。

ミネラル・ウォーターの産地は非常に多く、その成分は多様である。多くは、鉱泉治療上、非常に重要で、大保養地（カフカス・ミネラルウォーター地方——ピャーチコルスク、ジェレズノワドスク、エッセンツキ、キスロワドスク——、それと、ロシア連邦共和国のソチ-マツェスタ、グルジアのツハル

ツボ、ボルジョミ、アルメニアのアルズニ、ディリジャンジェルムク、アゼルバイジャンのイスチス)の建設基地となっている。大カフカス中央地区の東部と小カフカスの大部分の地域を、最近の火山活動に起源がある炭酸水と温泉地帯が覆っている。

### アプシェロンスク・シルと南カスピ海盆

西、大カフカス、クラ山間盆地の褶曲構造と、東、トルクメン、西トルクメン山間盆地のアルプス褶曲構造の間に、中生代前の基盤をもつ、非常に深い(10~25 km)沈降地域が広がり、地形には、南カスピ海盆、それと中央カスピ海盆を隔てる、ほぼ東西の浅い(200 m以下)海閘——アプシェロンスク・シル——となって現れる。

アプシェロンスク・シルは、大カフカス・メガ複背斜とコペトダグを分ける、アプシェロンスク-コブイスタン横断沈降帯地域を占める。アプシェロンスキー半島から北と東で、テルスコ-カスピ海周縁凹地は非常に狭くなって消滅し、アプシェロンスク・シルの東部では、直接、南ツラン卓状地の北縁に接する。アプシェロンスク・シルをつくる非常に厚い鮮新世の堆積物の構造は、ほぼ東西の複背斜——アプシェロンスキー半島とチェレケン半島をつなぐ、斜めの西北西方向の花綵状の覆瓦構造でできた——である。その西部で最も高まった背斜は、アプシェロンスキー諸島の島々となって地形に現れる。その中央部を、新しい時代の地溝、または、沈下した侵食谷である、狭い、ほぼ南北の凹地が横切る。プロダクチーブナヤ(“赤色”)層の鮮新統下部の堆積物にある、大きな石油の堆積は、アプシェロン・シルの背斜構造によるものである。戦後の十年、これらはアゼルバイジャンの石油工業に従事する者にとって、重要な探査、調査、採取の対象となり、栈橋、人工“島”、海底ボーリング船により実施された。

南カスピ海盆は、西のクラ川山間盆地、東の西トルクメン盆地をも含む、盆地地帯の中央部の最も広く、深く沈降した場所である。これは、不規則な卵形の深い(0.5~1 km)海盆で、これに接して、西で狭く、東で広い陸棚がある。黒海と違い、南カスピ海盆の地形には、いくつもの狭い海底山脈と海底谷——粘土質ダイアピルと多数の泥火山の出現で複雑になった堆積と同時に成長した褶曲である——が見られる。海盆の西部では、これらは南南東と南北方向をとり、南東に向かって扇形に広がる大カフカスのペリクリナルな沈降の海底下への延長となり、海盆の西部では、南西と南に延び、西(プリバルハン)のコペトダグ沈降地域に対して、同じような役を果たしている。

超深層ボーリングのデータによると、南カスピ海盆を埋める堆積物の厚さは20~25 kmに達し、その中の10~12 kmまでは、第三系と第四系のものである。その最も激しく、深い沈降は、隣接する大カフカス、タリシ、コペトダグ山岳構造の成長と同時に起こった。地震学的な“花こう岩-変成層”は、海盆の周縁部で薄くなるが、中心部では、黒海と同様、堆積層の下に直接、“玄武岩層”に特有な地震波の速さをもつ、厚さ20 kmまでの層がある。その中でM面は、40~45 kmまで沈下した。

海盆の南(イラン)部の構造は、十分に研究されていない。たぶんここには、隔離されたレリック水域があって、その中にサルマチア期後期-鮮新世前期に独自のファウナが生き残り、発達し、後に、広くカスピ海のアクチャグイル海盆に移住したのであろう。この際、南の、イラン海盆、南カスピ海盆地域は、北をほぼ東西の海閘に限られ、後に沈降して、厚いアクチャグイル階、アプシェロンスク階、更新統の堆積物の下に埋まった。浅い海盆の北東部は、地層が緩い傾斜で堆積していることと重力の値が最大なのが特徴で、古い地塊(ゴディン中央マッシーフ)が中生代に侵食され、新生代に深く沈降したものであろう。

南カスピ海盆の構造的な性格には、議論がある。これをレリック起源とする意見と、基本的に新しい

(漸新世 - 第四紀), 西と東を階段断層と撓曲で限られた, ほぼ南北方向のリフトである, という考えがある. しかし, より確かなのは, これらのすべての海盆の下に, 黒海の下でのように, 古く“固い”マッシーフがあり, 南をタリシ-エリブス-アラダグ褶曲構造弧——新生代後期に非常に激しく沈降して, 最も厚い, 完全に粘土質の堆積物コンプレックスに覆われた——に囲まれていることである. アラビア卓状地プレートとスキフ, 南ツラン卓状地プレートの接近が起こった新第三紀 - 第四紀に, 固い南カスピ海地塊の存在が, このコンプレックスの強いほぼ南北方向の圧縮を妨げた. 反対に, 大カフカス, コペトダグ構造が, 小カフカス, アラダグ-ビナルド構造と直接接近している, より南と東では, クラ盆地と西トルクメン盆地の新生代後期の堆積物が激しく収縮し, それらの物質の一部は, それぞれ, 東と西に押し出されて, カスピ海盆内に圧縮され, その結果, ここにはほぼ南北の褶曲が生まれ, 成長した, というものである. この南カスピ海盆の異常な構造の形の説明は, コップによって提示された.

### 南トルクメンのアルプス造山帯

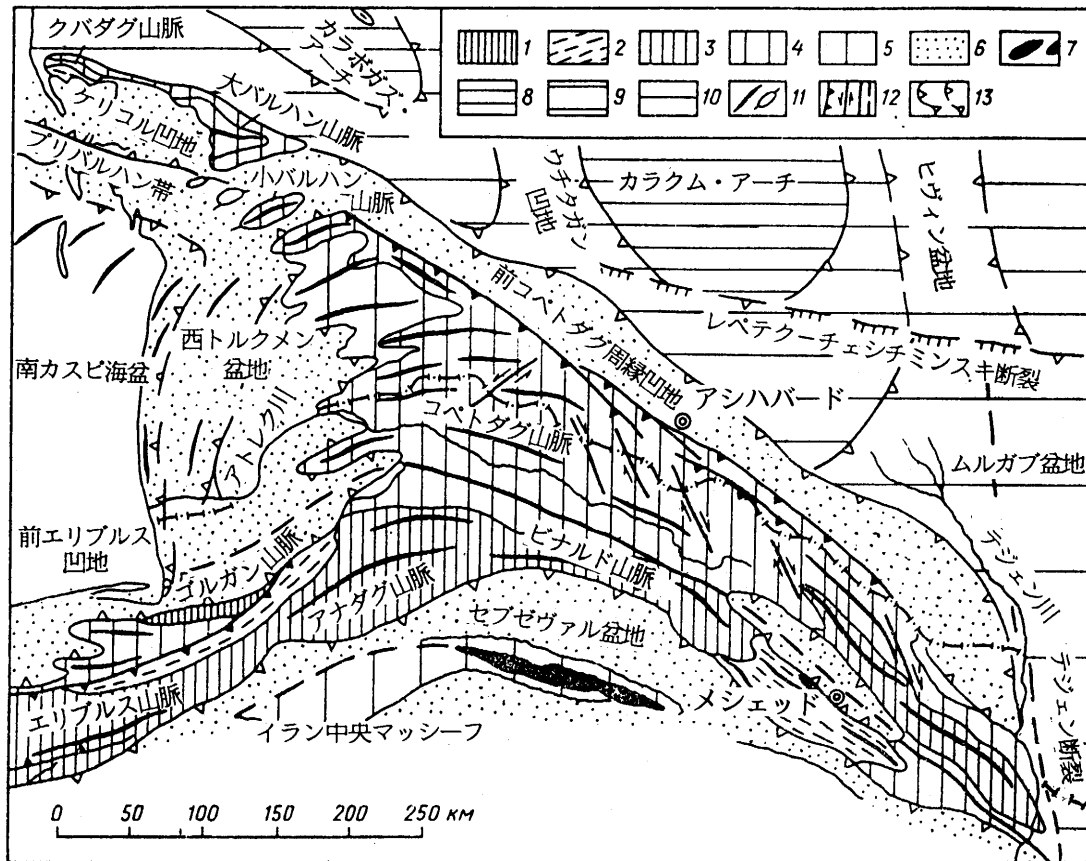
トルクメン南部と, 隣接するイラン北東の南ツラン卓状地プレートから南に, トルクメン-ホラサン地域の名前で一括されるアルプス褶曲構造がある (28図). これは, アルプス地中海変動帯分枝——東のソビエト連邦, イラン, アフガニスタン国境地帯で衰え, 尖滅する——の北方地塊 (クリミア-カフカス-コペトダグ) の東の断片であり, イランの北東で北の分枝と一つになる, 中央 (小カフカスエルブルス) 分枝に入る. クバダグ-大バルハン帯とコペトダグ帯——その南部はイラン領にある——と前コペトダグ周縁凹地は, 北の分枝に入る. 完全にイラン領にある中央分枝に属するのは, エリブスの東の延長である, 北に弓形に突き出たアラダグ-ビナルド褶曲構造である. これは, コペトダグ構造からは, 狭いメシヘッド山間盆地で隔てられた. 西で分散するアラダグ構造とコペトダグ-大バルハン-クバダグ構造の間に, 西トルクメン山間盆地があり, これは, 広がり, 深まりながら南カスピ海盆に移行する.

大バルハン山脈は, 高さ1.5 km までの小さな隆起であり, コペトダグ山脈は, より広く長い (650 km まで), 高さが最高2~3 km の山岳で, これから西にいくつかの支脈が出ている. アラダグ-ビナルド山脈も, 同じ高さに達している. コペトダグ山脈と大カフカス山脈の間に, 底の平らな凹地 (ダナチンスキ, バルハン“回廊”) で隔てられた, 非常に小さくて低い, 小バルハン山脈がある. これらは, 緩やかに北のカラクム砂漠に移行する, 傾斜した前コペトダグ平野と西トルクメン低地をつないでいる. 南トルクメン山脈は, 乾燥した気候のために, 露出がすばらしいのが特徴である.

南トルクメン褶曲帯の地質学的研究は, 19世紀末, ボグダノビチとアンドルソフによって始められ, 20世紀の初め, ヴェベル, カリツキー, ナツキーによって続けられた. 10月革命後, ニクシチ, オグネフ, カルギン, ルッポフ, マシルィコフ, 地球物理学者のゴディン, そしてこの10年は, レザノフ, アムルスキー, オデコフ, ラスツヴェタエフ, ヴァリベらが研究を行った. これらの研究に大きな役割を果たしたのは, 30~40年代に設立された, 各地の地質省と石油企業の地質部, アシハバード地質研究所である.

### 地質構造

トルクメンのアルプス褶曲帯は, 西では南ツラン卓状地プレートに接しているが, これより東では, この上に重なる前コペトダグ周縁凹地——緩い傾斜で広い北翼と, 急で狭い南翼がある——が, 二つを隔てている. その延長方向に, 横断性の鞍部で分けられた, 二つの堆積盆が認められる. 凹地で8~10



28図 トルクメンと隣接地帯のアルプス褶曲構造の構造図

1～7 - アルプス褶曲帯：1 - 先カンブリア時代の基盤の突出部；2 - 古生界による褶曲帯；3 - 同，三疊系と白亜系のもの；4 - 同，白亜系のもの；5 - 同，古第三系のもの；6 - 周縁凹地，山間盆地，メガ複背斜の横断沈降地帯，新第三系と第四系のモラッセに埋まったもの；7 - 古生界と中生界のモラッセ；8～10 - 南ツラン卓状地：8 - アーチ；9 - アーチと盆地の翼；10 - 盆地と凹地；11 - 線状と短軸の背斜；12 - 衝上断層，移動を伴う裂か型断層，一括，埋没；13 - 卓状地プレート被覆層とモラッセ・コンプレックス中の盆地と隆起の等高線

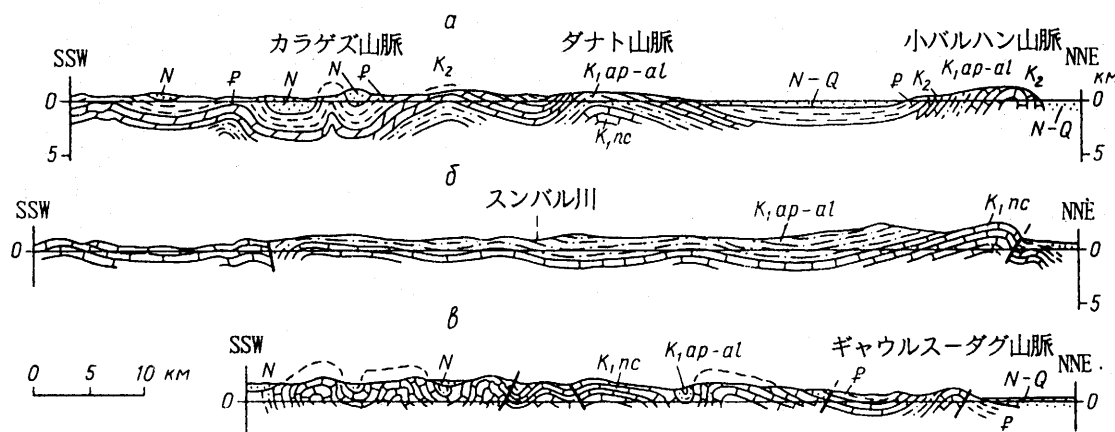
kmまで沈下した中生代以前の基盤は，ジュラ紀，白亜紀，古第三紀の堆積物——卓状地プレート型——に覆われ，その厚さは，コペトダグ山脈側で増大する。モラッセ・コンプレックスは，漸新統 - 更新統下部の，上部で粗粒になる海盆地堆積物と陸成層から成り，厚さは，2～2.5 kmまで。したがって，造山段階での沈降の深さは，割合に大きなものでなかった。

コペトダグ山脈のメガ複背斜は，北西北方向の直線状のクラヴェニー・コペトダグ山脈断裂帯——これに沿って逆断層 - 衝上断層による移動があった——で周縁凹地と接している。メガ複背斜は，アルプス劣地向斜凹地帯に生まれた。その基盤をつくる古生代以前の層と古生層，そしてまた，火山岩と石灰岩の挟みがある，本質的に陸源の三疊紀の層，それを不整合に覆う，ライアス - ドッガー世の砂 - 粘土層は，イランのコペトダグ山脈にだけ露出する。これより上に，マルム - ネオコム階の浅海性の炭酸塩堆積物，バレーム階上部 - セノマン階の陸源堆積物，チューロン - セノン階の粘土 - 炭酸塩堆積物，晩新統 - 始新統の炭酸塩 - 粘土堆積物——大カフカス山脈北斜面の同時代の堆積物を思わせる——が続く。これらが，一つの構造段階をつくる。メガ複背斜の幅は，東——ここでは，中程度の収縮による，線状，



しばしば曲線状の褶曲群として現れる——での50 km から、西——ここで褶曲はより傾斜の緩いものになり、構造の北縁に対し斜めに、覆瓦状となり、広い扇型をつくり、西で西トルクメン盆地の新第三紀のモラッセの被覆層下に沈む——での100~200 km まで広がる。

背斜の北翼は、しばしば、ほぼ東西の逆断層で複雑化する (29図)。多数の南東走向の斜めの右横すべり断層と、よりまれな、南西走向の左横すべり断層もある。この断層の起源は、グラヴニー・コペトダグ山脈断裂による移動の性質同様、コペトダグ山脈の一般方向と斜めの、南北方向の全般的な収縮を示している。メガ複背斜は、東で、南北性のテジェン (ゲリルド) 深層断裂——南ツラン卓状地プレートの南東部とメガ複背斜を切り離している——で終わる。ヒアタスと不整合の存在、モラッセ・コンプレックスの断面中の礫質堆積物の位置から考えると、コペトダグ山脈の褶曲-断層構造は、周期的に強さを増しながら、漸新世-中新世に形成され、全体的なドーム状隆起と周縁凹地への衝上は、鮮新世-第四紀まで続いた。西への延長 (クバダグ山脈まで) を含むグラヴニー・コペトダグ山脈断裂帯とコペトダグ山脈凹地南翼での運動と、1948年のアシハバード大地震を含む激しい地震活動 (最高震度9) とは、関連がある。



29図 コペトダグ山脈メガ複背斜の西端(a), 西(β), 中央(β)の地質断面(レザノフによる)

小バルハン山脈の小さなほぼ東西の背斜隆起は、新第三紀と第四紀の堆積物で埋まり、深い向斜で隔てられた、コペトダグ山脈の北西端である。それから北西に、これに対して覆瓦状に、さらに大きな大バルハン山脈の隆起があり、これは、キンメル期後期とアルプスエラの背斜構造で、急な北翼と傾斜の緩い南翼をもつ。その核に、劣地向斜型のジュラ系中部の陸源堆積物 (4 km 以上) とジュラ系上部の炭酸塩堆積物 (0.5 km まで) がある。この上に、白亜系と古第三系の堆積物 (1.5 km まで) が傾斜不整合に載り、これは、隣接する南ツラン卓状地地方のものに近い。大バルハン山脈の短軸背斜隆起は、二つの時代——ジュラ紀末と漸新世-中新世——に形成された。なぜなら、中新統中部と上部の堆積物が、はっきりと不整合にその翼を覆っていて、最高ほぼ2 km の今の高さまでの周縁の断層による上昇が、鮮新世-第四紀まで続いたからである。大バルハン山脈-クバダグ山脈と、大きな地磁気の極大値、重力のグラジエント帯は、一致している。

大バルハン山脈の隆起の構造的な性質には、議論があった。ある研究者は、これをアルプス地向斜帯に含め、他の研究者は、断面の白亜系-古第三系の部分が卓状地プレートの性格をもち、南ツラン卓状地の隣接部 (中生代以前の基盤の深さが約2 km, M面の深さが約35 km) と深部構造が似ていることから、これを南ツラン卓状地の南部に入れる。おそらく、アルプス輪廻の初め、アルプス地向斜帯の北

限は、ジュラ紀に深く（5 km 以上）沈降し、マルム世末に、キンメル後期の変形を受けた大バルハン山脈より、いくらか北にあったろう。白亜紀 - 始新世に、地向斜帯の北限は南に移動し、大バルハン山脈は南ツラン卓状地の中に入り、準卓状地段階の発達を終わったが、いっぽう、すぐその南では、深い沈降があった。最後に、新生代後期に、地向斜帯の北限は、大バルハン山脈——大きな短軸背斜となり、その後、アーチ状の隆起をした——から北に、再び移動した。全体として、ムラトフが指摘したように、大バルハン山脈の中生代 - 新生代史は、山地クリミアの発達を思わせる。

大バルハン山脈のすぐ南、クラスノヴォツク半島の南部に、小さなクバダグ地塁 - 背斜隆起がある。その核に、古生代の火山岩とヘルシニア後期の赤色花こう岩が突き出ている。これらは、マルム統の石灰岩、石膏を含む堆積物、赤色層（0.5 km まで）と、この上に載る、侵食を受けた白亜紀と古第三紀の堆積物（1.5~2 km まで）——大バルハン山脈のものと似た——に不整合に覆われる。クバダグ隆起は、大バルハン山脈同様、基本的には、中新世中期前にできたもので、この堆積物が、その翼に不整合に載っている。

大バルハン山脈とクバダグ隆起の南で、中生界 - 新生界の基底は、0~2 km から10~20 km まで、激しく沈降している。ここには、これらの隆起と狭いケリコル凹地で隔てられて、ほぼ東西のプリバルハン背斜帯が広がり、アプシェロンスク小隆起地帯の東の延長となり、また、東でコペトダグ山脈の末端（小バルハン山脈）につながる。これは、多くの細かな断裂網で分断された短軸背斜——厚い新生代の堆積物中につくられ、中に大きな石油鉱床がある——から成る。この南に、広い西トルクメン山間盆地がある。その基盤は、南北性の断裂で絶たれた、やや広いステップ（新生代の被覆層中では撓曲）で、南カスピ海盆側に沈む。東——メセリアン——ステップは、コペトダグ山脈の西端地域に重なり、その埋没したほぼ東西の褶曲は、しだいに南西と南に向きを変える。より沈降した西のステップの非常に厚い鮮新世の堆積物は、南北方向に広く緩やかに褶曲し、これには泥火山もある。西トルクメン盆地の中央部の基盤には、古い中央マッシューフの深い（10~15 km まで）新生代の沈降が予測され、そのバイカル変成基盤は、ゴルガン突出部の南端に露出する。最も激しい沈降（6~8 km まで）は、鮮新世 - 第四紀に、盆地の西部で起こった。

クバダグ - 大バルハン山脈地帯の地殻の厚さは、35~40 km を越えることはない。これは、コペトダグ山脈で40 km まで、プリバルハン山脈地帯で50 km までと、堆積コンプレックスの厚さが増すため南に向かって増大し、西トルクメン盆地の中央部で、下部の固化した部分が薄くなる（15 km まで）ため、再び30~35 km まで減少する。

## 層位学

ジュラ紀前の基盤は、クバダグ山脈と東コペトダグ山脈（イラン内）に露出する。前の地域では、基盤は古生界中部（？） - 上部の種々の火山岩と、古生界上部の花こう岩質岩、後の地域では、古生界の大理石化した石灰岩、珪岩、粘板岩、輝緑凝灰岩、それと二畳紀（？） - 三畳紀の赤色礫岩、砂岩で、三畳系の陸源 - 火山起源の層に覆われている。この上に、古キンメル褶曲相を示す傾斜不整合に、ライアス統の海成砂 - 粘土が堆積する。大バルハン山脈で、三畳系の最上部（？）とライアス統 - アーレン階の砂 - 頁岩層（3 km）がボーリングで採取されたが、露出する断面は、菱鉄鉱のコンクリーションとシルト岩と砂岩の挟み、上部に沿岸性の褐炭層がある、バイオス - バス期の厚い泥岩層（4 km 以上に達する）で始まる。これは、カローブ階の砂岩、石灰岩、泥岩、上に載る厚さ0.5~1 km までのマルム統の石灰岩、ドロマイトに整合に覆われる。コペトダグ山脈のジュラ系上部は、マッシュブな石灰岩

と層理のある石灰岩 (0.5 km 以上) ——石膏と硬石膏の挟みが上部にあり、古いカルスト地形 (バルデン洞) はこれによる——であるが、クバダグ山脈では、粘土、砂岩、礫岩、石膏、石灰岩の古生代の赤色層 (0.5 km まで) に不整合に載る。

白亜系の堆積物は、下の岩石に整合に (コペトダグ山脈)、ヒアタスにおいて (クバダグ山脈)、または傾斜不整合に載る。白亜系の断面では、その全体の厚さが、コペトダグ山脈で3~4 km、大バルハン山脈で1~1.5 km で、三つの岩石-層位学的コンプレックスに分けられる。すなわち、生物起源の石灰岩と魚卵状石灰岩のバランジュ-バレーム階、海緑石砂岩、シルト岩、粘土のバレーム階上部-セノマン階、石灰岩、マール、粘土の互層するチューロン-セノン階、それとデンマーク階である。

この上に載る暁新統と始新統の堆積物は、粘土、マール、石灰岩、粘土質砂岩で、しばしば雑色、海成であるが、東では、一部が沿岸-陸起源 (コペトダグ山脈で1 km まで、大バルハン山脈で0.5 km まで) である。海進により堆積したコペトダグ山脈の鮮新統は、砂岩の挟みがあるシルト岩と粘土層 (0.5 km まで) である。組成の同じ中新統下部の堆積物のように、これは、マイコーブ湖-海の東の浅い所に堆積した。海進により一部は不整合に堆積した、中新統中部-上部の海盆の沿岸近くの堆積物コンプレックスと陸成堆積物コンプレックス (0.5~1 km) とは、粘土、浅海性の石灰岩、砂岩、礫岩から成る。陸成の赤色礫質岩の役割は、コンプレックスの上部 (サルマチア階中部-上部を含む) で、また西から東に向かい、成長するコペトダグ山脈の隆起に近づくにつれて、大きくなる。カスピ海の最大の海退と広域的なヒアタスは、中新世後期末のものである。

鮮新統下部は、西トルクメン盆地にあり、ここでは、赤色の砂-粘土層 (3~3.5 km まで) ——層位学的にアゼルバイジャンのプロダクチーブナヤ層と似ている——である。アクチャギル階とアプシエロン階の海進による、砂-粘土とマール質のベースン堆積物 (0.5~1 km 以上になる) は、西トルクメンの鮮新統上部とエオ更新統に入り、東では陸成の砂-礫層と交代する。西トルクメン盆地には、鮮新統のベースン堆積物と陸成堆積物があり、コペトダグ山脈周辺には、薄い沖積層の地帯がある。

## 主な発達段階

トルクメン-ホラサン褶曲地域の地史には、カフカス山脈のように、三つの発達輪廻が見られる。最も古い、バイカル輪廻を示すものは、時代が6~10億年の先カンブリア時代の変成作用と火成活動が起源のゴルガン、メシエッド突出部である。バイカル後期の固化により、地中海変動帯南部、特にイラン地域と現在の南カスピ海盆は、一部が古生代と三畳紀に卓状地被覆層に覆われたエピバイカル準卓状地地域として、アフリカ-アラビア卓状地の一部になった。これより北、クバダグ-コペトダグ山脈地帯では、古生代に地向斜運動が再開した。ここに、ヘルシニア優地向斜帯が生まれ、たぶん、大カフカス山脈のペレドボイ山脈の東の延長になった。東前カフカス-中部カスピ海-クバダグ山脈-大バルハン山脈とコペトダグ山脈北縁を通る、大きな地磁気の極大帯の存在から、古生代前期(?)のオフィオライト帯の存在を予測することができる。小カフカス山脈のように、古生代の地向斜の発達は、ヘルシニア褶曲、古生代後期の花こう岩質岩の形成、造山時火山活動——これはクバダグ山脈でよく知られている——で終わった。三畳紀の陸源-火山起源のコペトダグ層が、特異な前期キンメル輪廻のものか、長いキンメル輪廻の最後のものかは、あまり明らかでない。

トルクメン-ホラサン地域に、アルプス輪廻 (ジュラ紀-新生代) 中に地向斜体制が復活するが、これはヘルシニア輪廻と違い、その南、エリブルス-アラダグ-ビナルド帯にも広がる。北——コペトダグ——帯はクリミア-カフカス-コペトダグ地向斜系の東の地域に当たり、アルプス輪廻中に、その早

い段階の比較的小規模な水平方向の拡大と、遅い段階の収縮がある劣地向斜型の発達をすること、独特の地向斜時、造山時の火山活動と深成活動、それと変成作用と内成鉱化作用（遠熱水作用を除く）が出現せず、フリッシュのないこと、を特色とした。コペトダグ山脈のアルプス凹地の断面はすべて、ジュラ紀、白亜紀、古第三紀の全部で厚さ10 km までの浅水-海成堆積物で、陸源(ライアス-ドゥガー世、バレーム期後期-セノマン期)堆積物も、完全な炭酸塩堆積物(マルム世-ネオコム期、チューロン-デンマーク期)と陸源-炭酸塩堆積物(暁新世-始新世)もある。

グラヴニー・コペトダグ山脈構造線が、劣地向斜の北限になった。これは西で、活動の激しさが交代する二つの断裂となって現れ、このために、大バルハン山脈地帯は地向斜帯に入ったり(ジュラ紀、漸新世-第四紀)、その北限から外に出たり(白亜紀-始新世)する。コペトダグ劣地向斜帯のいくつかの地域(大バルハン山脈、コペトダグ山脈の南東部、イラン部)で、ジュラ紀末にキンメル後期褶曲相が出現したが、これは、始新世末まで続いた沈降作用を幾分複雑なものにしたただけであった。漸新世に、劣地向斜は消滅し、沈降地帯は、その北と西(前コペトダグ山脈周縁凹地と西トルクメン盆地)に残された。コペトダグ山脈中に、褶曲による変形が始まり、隆起が起これ、これが、しだいに大きくなって、中新世後期に山岳になり、それを囲む前山盆地と山間盆地に礫質の碎屑物を供給する。同時に、おそらく、古い中央マッシューフの場所に生まれた、西トルクメン盆地の深い沈降が非常に激しくなる。コペトダグ褶曲-断層構造の北への移動と、トルクメン-ホラサン褶曲系南部の北に突き出たカーブは、これらが形成されたのが、南の、東イランにあるルト中央マッシューフ側からの圧力による、水平方向の圧縮によるものであることを示している。

## 有用鉱物

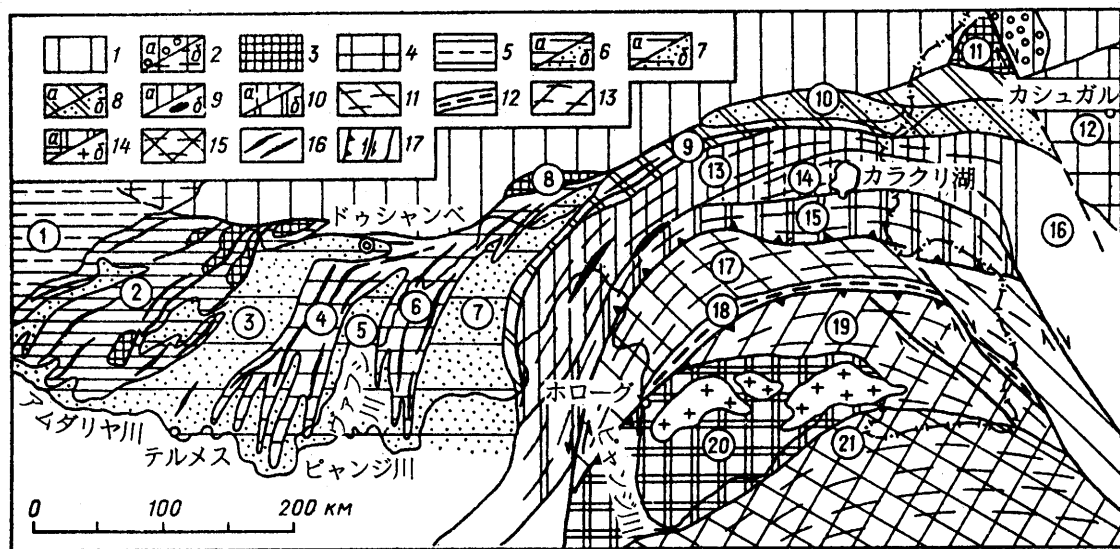
南トルクメンのアルプス地域で最も重要な有用鉱物は、石油と、それに次ぐガスである。プリバルハン山脈地帯の背斜構造中の石油鉱床(ネビト-ダグ、チェレケンなど)は、西のカスピ海底に延びていて、鮮新統下部の赤色層のものとされる。チェレケン半島にはまた、アスファルトと地ろうの鉱床が広がる。大バルハン山脈中には、バス階の堆積物の間に石炭鉱床(ヤグマン)がある。コペトダグ山脈には、小さな遠熱水鉱床と、白亜紀の堆積物の割れ目にある、水銀、ひ素、重晶石の出現、建築材料、特にセメントの原料の鉱山がよく知られている。

## パミールの褶曲構造

ソビエト連邦領に含まれる地中海変動帯の東の地域は、国内最高(6~7.5 km までの高さがある)の褶曲した山岳構造のパミール、である。パミールの東部は、高い高地で、その平らで広い谷底は4~5 km の高さがあり、山がその上に1~2 km もそびえ立つ。パミールの西部は、ほぼ東西の高い山脈系で、山脈は、パミールを南と西を流れる、パンジ川右岸の支流の深く刻まれた谷によって、隔てられている。パミールの構造は、複雑な褶曲-衝上断層-デッケ構造をつくる、北に弓形に突き出た一連の構造帯から成る(30図)。これらは、二つのメガゾーンまたは系をつくる。その中の北メガゾーンで、この構造は、本質的には、ヘルシニア、古キンメル期の収縮による変形の結果形成され、南メガゾーンでは、パミールの南にあるヒマラヤ、インド半島卓状地と共に、全体として多かれ少なかれ、相対的に北に移動することで、キンメル期後期とアルパインエラの褶曲による収縮の結果、生まれた。それと共に、アルプス輪廻の造山期に、パミールは、ただ一つ、激しい最新の隆起地域として突出する。南西の、

北アフガニスタンでは、バダフシャン・ヘルシニア帯とバンディートルケスタン古キンメル帯、南東、中国では、西崑崙ヘルシニア褶曲帯が、パミールの北メガゾーンの延長である。南メガゾーンの西、東アフガニスタン中の延長は、北北東方向のアフガニスタン-パミール左ずれ断層帯で、また、東、西中国では、南南東方向のパミール-カラコルム右ずれ断層帯で、限られている。

パミールの地質学的研究は、19世紀の末、イワノフ、ムシケトフ、ボグダノビチにより始められ、20世紀初め、ナリフキン、ハイドンによって続けられた。30年代にパミールの研究で重要な役を果たしたのは、タジク-パミール探険隊（ニコラエフ、マルコフスキー、グビン、チュエンコ、ユーディンら）、またその後の地質調査では、タジクスタン科学アカデミーであった。この10年、パミールの地質学の知識のために大きく貢献したのは、バルハトフ、ブダノフ、ヴィンニチェンコ、ウラソフ、ドロノフ、デューフル、カラペトフ、クフチコフ、ルーゼンツェフ、シュヴォリマンの研究であった。



30図 パミール、南タジク盆地、クギタング山脈の地質構造図

1 - 南天山山脈のヘルシニア褶曲系；2 - 同，ジュラ系 (a) と新生界 (b) の被覆層下のもの；3 - カラクム-バイスン・マッシーフ，カラテギンスキ，スルテレクスキ地塊の先カンブリア時代，一部古生代の基盤の突出部；4 - 中生代以前の被覆層がある，中国卓状地のタリム地塊；5 - 南ツラン卓状地；6 - バイスン-クギタング褶曲帯の中生代-古第三紀 (a)，新第三紀-第四紀 (b) のモラッセ・コンプレックス；7 - 南タジク盆地の白亜紀-古第三紀 (a) と新第三紀-第四紀 (b) のモラッセ・コンプレックス；8 - パミール-アライ帯：二畳系上部-古第三系の堆積物から成る隆起地域 (a) と，新第三系-第四系のモラッセに埋まった盆地 (b)；9-10 - 北パミールのヘルシニア後期-古キンメル・メガゾーン：9 - カライフンブ帯 (a) と，この中の石炭紀前期のオフィオライト (b)；10 - カラクリ帯 (a) とダルヴァズ-サルイコリ帯 (b)；11-14 - 南パミールのキンメル後期-アルプス・メガゾーン：11 - 中央パミール帯；12 - ルシャン-ブシャルトスカヤ構造線帯；13 - 南東パミール帯；14 - 南西パミール中央マッシーフ (パミール-ヌリスタン・マッシーフ) の先カンブリア時代の基盤の突出部 (a) とその中の新生代マッシーフ (b)；15 - 東ヒンドゥークシユ-カラコルム・キンメル-アルプス褶曲帯；16 - 中生代-古第三紀の線状背斜褶曲；17 - 移動型の逆断層-衝上断層と，細分されない断層。

○の中の数字：1 - 南ツラン卓状地プレート；2 - バイスン-クギタング褶曲帯；3 - スルハンダリヤ凹地；4 - カフィルニガン複背斜；5 - ヴァフシ凹地；6 - オビガラム複背斜；7 - クリャプスキ (前パミール) 凹地；8 - カラテギンスキ突出部；9 - パミール-アライスカヤ帯；10 - アライスカヤ谷の盆地；11 - スルテレクスキ地塊；12 - タリム地塊；13 - カライフンブ帯；14 - カラクリ帯；15 - ダルヴァズ-サルイコリ帯；16 - クニルニスカヤ帯；17 - 中央パミール帯；18 - ルシャン-ブシャルトスカヤ帯；19 - 南東パミール帯；20 - 南西パミール・マッシーフ；21 - 東ヒンドゥークシユ帯

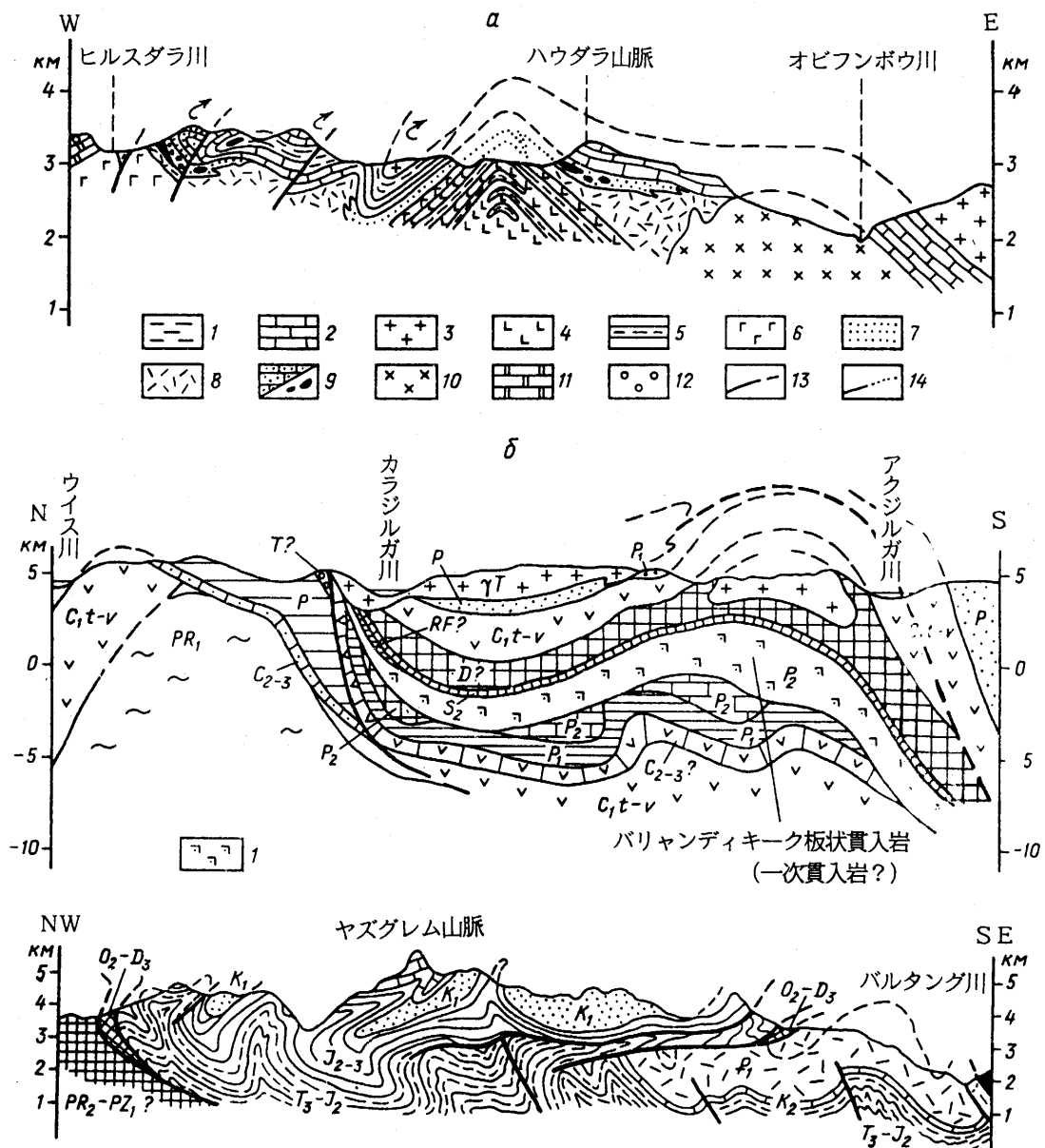
## 地質構造

パミールの地質構造は、その主な褶曲による変形時代の違いにより、二つ——北のヘルシニア - 古キンメルと、南のキンメル後期 - アルプス——のメガゾーンまたは系に分けられる。北パミール・メガゾーンは幅 80~100 km で、北をダルヴァス - カラクリ（または北パミール）深層断裂によって限られている。これは、大なり小なり変成作用を受けた、古生界下部 - 中部と上部、一部は三畳系の火山起源 - 堆積層から成り、この下から、そこここで、先カンブリア時代の変成層と石炭紀中期と二畳紀 - 三畳紀の花こう岩質岩が突き出ている。複雑な北パミールの構造は、石炭紀中期の初めと二畳紀末 - 三畳紀に始まり (31図, a, 6), 最終的にはまだ終わらない激しい褶曲 - 押しつぶせ断層と衝上断層による変形が、広く発達する特徴がある。ここでは、北から南に、次のいくつかの相 - 構造帯、亜帯が区別されるが、それらは、古生界特に石炭紀と二畳紀の火山起源の層と堆積層の断面の型に、はっきりした違いがあり、ヘルシニア、古キンメル変形の役割が異なっている。

1. カライフンブ帯、この種々の亜帯に、先カンブリア時代の結晶質基盤、ヴェンド - オルドビス紀の石英 - アルコース砂岩と頁岩層、オルドビス - シルル紀の炭酸塩岩が露出し、石炭系下部の塩基性火山岩と分化した火山岩層、蛇紋岩化したメランジュがある。石炭紀中期の初め、この中に衝上断層、激しい褶曲、斜長石花こう岩の貫入があった。この上に、石炭系中部 - 上部と二畳系の石灰岩のパッチがある本質的な陸源堆積物、しばしばフリッシュ様堆積物と、三畳紀の塩基性と中性の火山岩の挟みを持ち、より緩やかに褶曲して急な断裂層で絶たれた、ラグーン - 大陸性の粗粒な陸成層が、不整合に載る。
2. カラクリ帯 (西に傾く)、二畳系下部と上部の塩基性と中性の火山岩の厚い層と陸源 - 炭酸塩堆積物から成り、二畳紀後期か三畳紀の花こう岩質岩体に貫かれている。
3. ダルバス - サルイコリ帯、古生界下部の塩基性、酸性火山岩、陸源 - 炭酸塩堆積物と、非常に厚く (6~10 km)、褶曲し、二畳紀後期 - 三畳紀の花こう岩質岩体に貫かれた、古生界中部 - 上部の砂 - 頁岩質堆積物から成る。ジュラ紀 - 新生代の堆積物は、特に、高山のカラクリ湖が占める盆地中の第四紀の陸成堆積物を除き、北パミール・メガゾーンにはない。三畳紀以後、これは、アルプス地向斜帯の天然の北限で、地塊状またはドーム地塊状に変形し、新第三紀 - 第四紀にだけ南パミール・メガゾーンとつながって、一つのパミール・アルプス後期造山構造をつくり、この中で、大カフカス構造でのラビノ - マルカ帯に似た周縁隆起の役を果たしている。

南パミール・メガゾーン (幅 200 km まで) は、先カンブリア時代の変成コンプレックス、卓状地堆積物に近い、古生界下部、中部の陸源 - 炭酸塩堆積物、その厚さと相の変化する古生界上部、三畳系、ジュラ系の堆積層、一部では火山層、不整合に載り、分布がこれより狭い、陸源の白亜紀層と古第三紀の陸源 - 火山起源の層、から成る。このメガ・ゾーンの広く発達する押しつぶせ断層と移動を伴う、複雑な褶曲 - 衝上断層は、花こう岩質岩体の形成と変成作用の出現 (特にアルプスエラのいろいろな段階で) を伴う、晩期キンメル (前白亜紀) とアルプスエラの変形によって生まれた。移動説によると、南メガゾーンは、 Gondwana・スーパープラットフォームの北縁にあって、晩期キンメルにパミールの北メガゾーンと構造的に接近した。南メガゾーンの構造は、(北から南に) 次の数地帯に分けられる。

1. 中央パミール帯、緑色片岩相、まれに角閃岩相に変成した、原生界上部層、ヴェンド、古生界、三畳系下部、中部の中程度の厚さの陸源 - 炭酸塩堆積物——エピ古生代準卓状地被覆層である——と、より厚く相変化のある、三畳系上部 - ジュラ系中部の本質的に陸源である、劣地向斜堆積物、バス -



31図 パミールのいろいろな地帯の地質断面

a - ダルヴァス山脈西南部のデッケ-褶曲構造 (ポスペロフ, 1987 による) : 1 - ヴェンド-オールドビス系, ビスハルフスカヤ層 (砂岩, シルト岩, 頁岩) ; 2 - シルル-デボン系, ディクザンコウスカヤ層 (石灰岩, ドロマイト) ; 3 - オビフンボウ・マッシーフ ; 4 ~ 6 - 石炭系下部, ビゼー-セルプホフ階下部 (4 - 輝緑岩, 5 - 珪質層灰岩, 頁岩) ; 6 - 玄武岩とスピライトの枕状溶岩と溶岩角礫岩 ; 7 ~ 9 - セルプホフ階 (7 - 砂岩, 礫岩 ; 8 - 曹長斑岩, 石英安山岩, 凝灰岩 ; 9 - ツルネ-ビゼー石灰岩のオリストストロームとオリストリス ; 10 - ハウダリンスキ・マッシーフの花こう閃緑岩, 斜長花こう岩 ; 11 - 石炭系中部 (石灰岩) ; 12 - 新第三系 (礫岩) ; 13 - 構造的接触 ; 14 - 相と層位学上の境界. 矢印は逆衝上断層

b - 北パミールの同名の地帯中のカラクリ・デッケの地質断面 (シェフチェンコによる) : 1 - 斑れい岩, 閃緑岩, 斜長花こう岩のバリヤンディキンスカヤ板状貫入岩 (一次貫入岩?), 二疊紀末-三疊紀初め, カラクリ・デッケの形成時にその面に沿って貫入

B - 中央パミール帯のヤズグレム・デッケ-褶曲構造の地質断面 (ポスペノフ, シガチェフ, 1988による). 断面右の黒く塗りつぶしたのは, ルシャン-プシャルトスカヤ帯の層を示す

ジュラ系上部の炭酸塩堆積物、から成る。特別な狭い凹地では、この上に赤色-雑色の白亜系下部-セノマン階のモラッセ様、フリッシュ様堆積物、白亜系上部の炭酸塩-陸源堆積物、古第三系の碎屑性-火山起源堆積物、が不整合に重なる。以前、いくつかの複背斜と複向斜が交代している、とされた中央パミール帯の構造は、新しいデータ(ルジェンツェフら)によると、異地性の層がいくつかの大きなシンフォームをつくっている北からのデッケから成り、その南東部では、北西方向の斜めの右ずれ断層から成る(31図, B)。押しつぶせ断層と移動を伴う断層は、おそらく、古第三紀-新第三紀初めに起きたものであろう。サブアルカリ花こう岩体は、同じ時代である。

2. 狭く、断続しているルシャン-プシャルトスキ帯は、石炭系-二畳系下部の陸成層、二畳系上部の炭酸塩堆積物、三畳系とジュラ系のサブアルカリ玄武岩質、安山岩-玄武岩質火山岩がある噴出岩層、古生代の岩石のオリストリスを含む珪質-グレイワック—おそらく、中生代の前期に中央パミールと南東パミール地塊を分けた断裂帯(リフト起源)中で形成されたもの—から成る。この地帯の南部に、超塩基性岩の小さな貫入岩体がある。その後の収縮による変形で、この地帯は複雑な、褶曲-覆瓦状構造となり、全体として、北に向かって衝上し、東パミールの右ずれ移動によって絶たれている。これに入るのは、前ジュラ紀、白亜紀、古第三紀の花こう岩質岩体である。
3. 南東パミール帯、東で広く、西で尖滅し、石炭系-二畳系下部のフリッシュ様陸成層—従属的に塩基性火山岩を伴う、二畳系上部と三畳系の相変化のある炭酸塩-珪質-陸成層から成る。この上に、ライアス-ドッガー統の炭酸塩-陸源堆積物が不整合に—古キンメル運動の出現を示す—堆積し、次に、これを不整合に覆う、緩やかに短軸褶曲した炭酸塩のマルム統の堆積物が、堆積している。この地帯の構造は複向斜で、これは、北と南を限っている地帯に押しつぶせていて、北西方向の断裂に限られている。南東パミールの断面は、新生代後期の赤色モラッセ-火山起源の層で終わる。
4. 南西パミール帯は、南東のアフガニスタンに延びる(ヌリスタン・マッシーフ)高く隆起した中央マッシーフである。これは、主に、原生代に後退変成作用があった、深層の変成作用を受けた、本質的な始生代の片麻岩コンプレックスである。北東ではこれに、緑色片岩相に変成した原生界上部(?)の層が接している。新生代に、このマッシーフは再び熱せられ、漸新世-中新世前期、花こう岩質岩の厚い板状岩体(シュグナンスキ・バソリス)に貫かれた。これはおそらく、始生界コンプレックスと、現在は侵食されてしまった古生界-三畳系のマッシーフの被覆層との接触面に沿って貫入したのであろう。この被覆層が古第三紀末まで存在したことは、このマッシーフを囲む地帯の中生代と古第三紀の堆積物の中に変成コンプレックスの侵食の産物がないこと、で証明される。南パミール断裂は、南の南西パミール・マッシーフと、東ヒンドウクシュ・キンメル-アルプス褶曲帯を分けている。パミールの深層構造は、深層地震探査のデータによると、地殻が非常に厚いのが特徴である。ここでM面は、ソビエト連邦内でマキシマムの60 km から75 km までである(32図)。北パミールと中央パミールの下、25~30 km の深さに、地震波の低速度層(ウェーブ・ガイド)が認められる。西部パミールの下では、マントルの上部に、異常に大きな(8.5~8.6 km/s)速度の地震波を持つ地塊が現れた。パミールは、地震の多い所である。パミールとその西、ヒンドウクシュ地域の震源は、地殻内だけでなく、深さ400 km までのマントルの上部にもある。

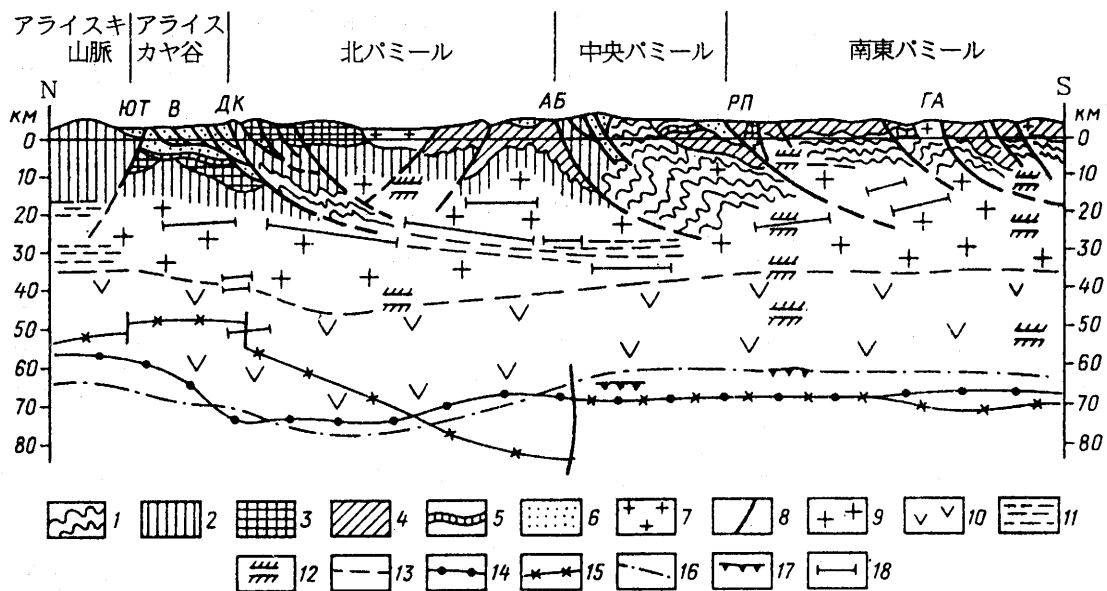
## 層位学

最古の層は、角閃岩相とグラニュライト相に変成し、主に南西パミール・マッシーフをつくる岩石—ざくろ石-黒雲母、角閃石-黒雲母、高アルミナ片麻岩、従属的な結晶片岩、角閃岩、珪岩、それに



変成した貫入岩（花こう片麻岩，チャーノックタイトなど）——の厚い（10~14 km まで）ヴァハンスキ・コンプレックスである。レリックの時代決定——27億年まで——は，原岩が始生代のものであること，最も高温の変成作用であることを示し，14~16 億年台と1~3 千万年台の数字は，原生代（角閃岩相）と局地的な新生代後期（緑色片岩相）の交代変成作用が重なったことを示している。緑色片岩相変成作用の絶対年代が約10億年である，このマッシューフ北東部のアリチュル統の種々の片岩，そして大理石，珪岩は，このマッシューフの最古の被覆層の断片であろう。中央パミール北部，ムズゴル地塊，ヴァンチヤズグレム地塊に，全体の厚さが5 km 以上で，おそらく原生界下部（？）と上部に属する，角閃岩相（片麻岩，結晶片岩，角閃岩），と緑色片岩相（緑色片岩，千枚岩，チャート，変成砂岩，珪岩大理石化した石灰岩とドロマイト）の変成岩が露出する。北パミールのカライフンブ帯の南（クルゴヴァトスカヤ）垂帯には，原生界の石英-雲母片岩と，角閃岩，大理石，珪岩の挟みがある準片麻岩（5 km 以上）がある。

カライフンブ帯のヴィスハルフスカヤ垂帯のヴェンド（？），カンブリア，オールドビス紀の堆積物は，珪質砂岩とアルコース，頁岩層（2.5 km）で，先カンブリア時代の基盤からのものであろうが，ダルヴァス-サルイコリ帯では，酸性和塩基性の火山岩（粗面流紋岩，石英安山岩，曹長斑岩，ひん岩，輝緑岩，スピライト）では，上に陸源の岩石と炭酸塩岩（3 km まで）がある。中央パミールでは，カンブリア系中部-オールドビス系下部のドロマイト化した石灰岩と大理石化した石灰岩，オールドビス系中部-上部の砂-頁岩層（2.5~3 km）に覆われた，ヴェンド-カンブリア系下部（？）の珪岩様砂岩層がよく知られている。



32図 カラクリ-ゾルクリ線に沿う東パミールの地殻の模式的な地質-地球物理学的断面 (ベッケルら, 1985 による)

1 - 始生-原生界；2 - リーフェイ-石炭系下部；3 - 石炭-二疊系；4 - 古生界上部-三疊系；5 - 三疊-ジュラ系；6 - 白亜-新第三系；7 - 花こう岩質岩；8 - 断裂；9 - “花こう岩層”；10 - “玄武岩層”；11 - ウェーブ・ガイド；12 - マグネト-テルリック法による断面の伝導層；13 - 地震と電気探査のデータによるコンラッド面（？）；14-18 - モホ面，いろいろな研究者の資料による；17 - マグネト-テルリック法のデータによる“かんらん岩”の基盤の被覆層；18 - 反射エリア断裂；ЮТ - 南天山山脈（ギッサル-コクシャリスキ）；В - ヴァフシ；ДК - ダルヴァス-カラクリ；АБ - アクバイタル；РП - ルシャン-ブシャルトスキ；ГА - グント-アリチュルト

北パミールのシルル系とデボン系は、断面のシルル系の部分に頁岩と砂岩の挟み（1～1.5 km）をもつ炭酸塩岩層から成る。中央パミールで、シルル系とデボン系は、塩基性、中性、サブアルカリの溶岩と凝灰岩をまれに挟む、炭酸塩層である。北パミールの石炭系には、構造条件のはっきりとした分化を示す、いくつかのタイプの断面がある。カライフンブ帯のヴィスハルフスカヤ亜帯では、デボン系の石灰岩の上に、ツルネ-ビゼー階の石灰岩の挟み（1.5 km まで）があり、セルプホフ階の酸性と塩基性の火山岩と陸源の岩石の挟み（1 km まで）がある石灰岩層と、石炭系中部-上部の珪質の曹長斑岩の挟みを持つ砂-頁岩層（1.5 km まで）に覆われた、流紋岩-石英安山岩質の凝灰質頁岩、凝灰岩、溶岩、火山底岩体が、海進によって堆積する。カライフンブ亜帯では、断面の最下部に、蛇紋岩質メランジュがあり、これは、地殻運動を受けた優黒質基盤と見なされる。これと構造的に接しているのが、厚い（7 km まで）石炭系下部の火山起源コンプレックス——泥岩、フリント、シルト岩の挟みをもつ、未分化の、特に枕状玄武岩で始まる——である。この上に、分化した玄武岩-安山岩-石英安山岩-流紋岩系が続き、石炭系下部、デボン系、シルル系の碎屑岩を含むオリストストロームと交代する。このコンプレックスをある研究者は、ごく厳密にはではないが、蛇紋岩化した超塩基性岩と共に、オフィオライト岩類と見なしている。

中央パミールの大陸地殻は、石炭紀の初め、カライフンブ亜帯の断面全体に及ぶ分裂、拡大を行い、大洋型地殻をもつ凹地を生じたが、石炭紀前期末には、激しい収縮と褶曲、押しつぶせ断層が起きた。この亜帯では、上に、石炭系中部-上部の石灰岩層（0.4 km まで）に覆われる、石炭系中部の塩基性溶岩角礫岩と凝灰岩のパッチをもつ石灰岩、頁岩、砂岩、礫岩（0.5 km）、が不整合に載る。南（クルゴヴァトスカヤ）亜帯では、基底礫岩をもつ石炭系中部-上部の炭酸塩層が、海進（？）でまたは構造的に、先カンブリア時代の基盤に重なる。カラクリ帯には、おそらく、二畳系と区別が困難な、石炭系下部の塩基性噴出岩層があろう。ダルヴァス-サルイコリ帯では、石炭系は、炭酸塩の挟みがある、厚い砂-頁岩（グレイワッケ）層である。

中央パミールで、薄い（0.3～0.5 km）炭酸塩堆積物は石炭系と二畳系下部のものであるが、南東パミールでは、グリット、氷河起源の巨礫-岩塊の礫岩、玄武岩質、安山岩質溶岩の挟みがある、シルト岩と泥岩層（1.5～2 km まで）である。

二畳紀の堆積物も多様である。北パミールのカライフンブ帯西部では石炭系上部に整合に、二畳系の二つの統の厚い、大部分が陸源の層が載る。その断面の下部は、礫岩の挟みがある、フリッシュ様の砂-シルト-粘土と、厚い礫性石灰岩（4 km まで）、上部は、礫岩、石灰岩、ドロマイト、石膏、の挟みと、岩塩のレンズがある、雑色の砂岩、泥岩系（0.5 km まで）である。カラクリ帯で二畳系上部に入るのは、塩基性と中性の厚い（2 km まで）溶岩と火砕岩系で、陸源-炭酸塩堆積物への、またダルヴァス-サルイコリ帯の最も南では、砂-粘土質堆積物への相変化がある。

中央パミール帯で、石炭系上部と密接な関連がある二畳紀の岩石は、薄い砂岩の挟みがある薄い（0.2～0.3 km）石灰岩層と、堆積中のヒアタスのところにあるボーキサイト層を含む礫岩層、個々の酸性の溶岩流とつながる、ボーキサイト層を含む礫岩と砂岩の細い挟みをもつ、薄い層である。ルシャン-プシャルトスカヤ帯の二畳系の最下部は、厚い陸成層であるが、二畳系下部の最上部と上部は、炭酸塩-珪質-火山起源の層で、溶岩流、火山碎屑物、塩基性、超塩基性（ピクライト質玄武岩）そして中性のシルと岩脈を含んでいる。おそらく地殻が大きく広がり、薄くなって分裂したこの地帯は、二畳紀中期に独自の地帯となったのであろう。南東パミール帯のアッセリ-アルティン階の岩石は、石炭系-二畳系下部の厚い陸源層の上部をつくり、二畳系下部の上部の層と二畳系上部は、薄い（0.2～0.3 km）浅海性の生物起源石灰岩と、碎屑性のバイオハーム石灰岩、深海性の非顕晶質石灰岩——放散虫岩の挟

みとスピライト、輝緑岩、ケラトファイア一流がある——である。北パミール・メガゾーンの三疊紀の堆積物は、その北縁、グルヴァス-カラクリ断裂近くにあり、三疊系下部の赤色、雑色の大陸性モラッセと、これに不整合に載る三疊系中部-上部のモラッセ層（礫岩、砂岩、シルト岩、植物化石がある）——安山岩の溶岩流、凝灰岩、凝灰質砂岩と凝灰質礫岩層を含む——（2.5 km まで）である。北パミールでは、2.3~1.9 億年の年代をもつ花こう岩の形成は、三疊紀である。中央パミール帯では三疊系の基底にヒアタスがあって、ここにボーキサイト層がある。三疊系下部、中部は、二疊系のように、ある場所では浅海性の礁性石灰岩、他の場所ではより深海性の石灰岩とマール——非補償性沈降の中で堆積した——で、厚さは100 m 台前半である。三疊系上部は、フリッシュ様砂-頁岩層（3 km まで）である。

ルシャン-プシャルトスカヤ帯では、ピクライト-玄武岩、玄武岩（スピライト）、安山岩-玄武岩の溶岩を含む陸源-珪質-火山起源の層（2 km まで）の堆積が、三疊紀にも続いた。おそらく、ここに、三疊紀に（あるいはすでに二疊紀に？）、大陸地塊の完全な破壊が起こり、大洋型地殻を持つ地帯に、南パミールのフェンスターでシュヴォリマンが観察した、オフィオライト岩類（蛇紋岩化したハルツバージャイト、斑れい岩、斜長花こう岩、枕状玄武岩、放散虫岩、石灰岩）が形成されたのであろう。南東パミール帯では、ヒアタスにおいて二疊系に重なる三疊紀の堆積物は、基本的には炭酸塩、炭酸塩-珪質層（0.1~1 km）から成り、ところどころで一部が塩基性の火山岩と交代するが、三疊系上部（ノール-レート階）は、フリッシュ様陸源層（1 km）である。

中央パミール、南東パミールのジュラ紀の堆積物は、しばしばヒアタスにおいて堆積するか、または傾斜不整合に堆積し、特に南東パミールにはっきりと現れる。中央パミール帯のライアス、アーレン、バイオス階は、マール、石灰岩の挟みがある、雑色の礫岩層、上は安山岩-玄武岩質溶岩と凝灰岩か、フリッシュ様砂-頁岩層である。バス階とマルム統は、炭酸塩堆積物（0.5~1 km まで）から成る。ルシャン-プシャルトスカヤ帯のジュラ系は、古生代の石灰岩のオリストリスを含む珪質-グレイワッケ層である。

南東パミール帯のジュラ系下部-中部の堆積物は、浅海性の炭酸塩堆積物の層（1.5~2 km まで）で、この上に、ジュラ系上部の炭酸塩岩（1 km まで）が不整合に載る。ジュラ紀と白亜紀の境の激しいキンメル後期の運動は、中央パミール帯と南東パミール帯の排水作用と、ジュラ紀の堆積物、およびそれより古い堆積物の変形をもたらした。

不整合に堆積している白亜紀の堆積物が、中央パミールと南東（？）パミールの一連の小さな、しばしば断裂に沿う凹地の中にある。中央パミール帯では、白亜系下部とセノマン階は、赤色層と雑色層（0.5~1 km まで）で、礫岩、砂岩、シルト岩から成り、上部に湖沼-ラグーン、一部浅水-海成の石灰岩と石膏の挟みがある。ある研究者は、これをモラッセとし、他の研究者（シュヴォリマン）は、大きな堆積リズムがあることから、これを粗粒なフリッシュとする。この上に、チューロン-セノン階の雑色の浅水-海成の陸源-炭酸塩層（0.5 km まで）——粘土と砂、ときに礫岩の挟みをもつ石灰岩か、炭酸塩岩の挟みをもつ礫岩から成る——が堆積する。シュヴォリマンは、南東パミールで、酸性溶岩、凝灰岩、凝灰質砂岩を、仮に白亜系下部とし、礫岩、凝灰質砂岩、ところどころで酸性の火山岩の挟みをもつ厚さ0.5 km までの炭酸塩岩を、白亜系上部とした。

白亜紀の堆積物とはヒアタスで隔てられている、中央パミールの暁新統と始新統は、陸源-火山起源の層（0.5から2~3 km まで）である。ある断面では、軟体動物の化石と植物化石を含む浅水-海成および沿岸性の石灰岩とマールの挟みをもつ、雑色礫岩、砂岩、粘土が卓越し、他の断面では、安山岩、安山岩-玄武岩、まれに流紋岩の凝灰質砂岩、凝灰岩、溶岩が優勢である。不整合に載る漸新世-中新

世の層は、かんらん石玄武岩、アルカリ玄武岩、粗面玄武岩の溶岩、凝灰岩、凝灰質砂岩、礫岩から成る(0.5 km まで)。南東パミールで、始新統、漸新統、それと、おそらく中新統に入るのは、白亜紀(?)の噴出岩と砂岩の礫をもつ礫岩層(数100m まで)である。

## 火成活動

原生代と始生代の火成活動——角閃岩、正片麻岩、花こう片麻岩、チャーノックタイトのような岩石のパミール先カンブリア変成コンプレックスの存在で証明される——のほかに、北パミール・メガゾーンには、古生代と三畳紀の噴火活動と貫入活動、南パミール・メガゾーンには、ジュラ紀、白亜紀の火成活動が、広範囲に広がった。古生代の最も早い火山活動は、北パミールのダルヴァス-サルイコリ帯の主として酸性、一部塩基性の溶岩と凝灰岩の噴出、中央パミールでのカンブリア紀の塩基性溶岩のわずかな流出、オールドビス、シルル、デボン紀の塩基性、中性、サブアルカリ火山岩の小規模な噴出であった。

石炭紀前期に、北パミールで、海底に激しい火山活動が起きた。この地帯の一つに、もっぱら酸性の流紋岩-石英安山岩質溶岩と凝灰岩の噴出があったが、他の、大陸地殻が分裂した所では、海底で未分化の玄武岩質溶岩の大規模な流出があった。これは、分化岩系の火山岩の噴火と交代し、斜長花こう岩の貫入で終わった。

南-東パミール帯では、石炭紀後期(?)に、玄武岩と安山岩-石英安山岩の小さな流出があり、これはおそらく、西ヒマラヤのバンジャリ・トラップに当たるものであろう。

北パミールのカラクリ帯では、二畳紀に、本質的に塩基性の新しい大規模な海底火山活動が起きた。これは、古キンメル期初めの地殻の拡大と関連があるだろう。さらに激しく拡大する中で、ルシャン-ブシャルトスカヤ帯で二畳紀に、玄武岩質、ピクライト-玄武岩質溶岩の海底噴火が始まり、三畳紀に引き継がれた(または復活した)。酸性溶岩の弱い噴火が、二畳紀に中央パミール帯で起きた。

北パミール・メガゾーンでは、二畳紀末と三畳紀前期に、激しい圧縮と隆起の中で、一連のかり花こう岩質岩マッシューフが形成された。三畳紀中期-後期とジュラ紀に、その北縁、ダルヴァス-ザアライスカヤ帯に、個々の火山の噴火があった。

南パミール・メガゾーンで、三畳紀とジュラ紀の境の古キンメル褶曲相に当たるのは、ルシャン-ブシャルトスカヤ帯の花こう閃緑岩マッシューフの形成である。ジュラ紀中期に、火山活動は散発的に中央パミールに出現し、また南東パミール帯では、白亜紀に復活し、酸性溶岩と火砕岩の噴火が起こり、花こう閃緑岩と花こう岩の一連の大マッシューフが形成された。古第三紀に、火山活動の出現する地域は、再び中央パミール帯に移ったが、その生成物の成分は、中性、塩基性、後にサブアルカリ性になった。

漸新世と中新世に、南西パミール・マッシューフに、巨大なシュグナンスキ・バソリス、中央パミール帯にサブアルカリ花こう岩体、南東パミール帯に小さなアルカリ貫入岩が形成された。

## 主な発達段階

パミールの地史は、前地向斜メガ段階(始生代-原生代前期)——これには、南西パミール・マッシューフをつくり、おそらく全南パミール・メガゾーンの基底にある、火山起源-堆積層の堆積、その複雑な変形と著しい累進変成作用、一部の後退変成作用が入る——と、その後の地向斜メガ段階(原生代後期-新生代)——この間に、北メガゾーンと南メガゾーンは、地中海変動帯の南翼と北翼になった——

に分けられる。北メガゾーンにも南メガゾーンにも、リーフェイ紀末の褶曲、変成作用（緑色片岩相または角閃岩相）、バイカル輪廻の本質的な堆積層の部分的削剝作用で終わる、この地帯の地向斜発達のパイカル輪廻が現れた。

両メガゾーンで、ヴェンドまたはカンブリア紀に、沈降と、石英-アルコース、粘土の堆積が始まり、その陸源物質は、先カンブリア時代の変成した基盤の突出部が侵食された所から、運ばれて来た。その後、陸源堆積物は炭酸塩堆積物と交代する。南メガゾーンには、それが、カンブリア中期-オールドビス前期に現れ、両メガゾーンには、シルル紀とデボン紀に堆積する。ヴェンド-デボン系の中断面の程度（4~5 km）と、陸源-炭酸塩質が優勢な堆積物は、ある地帯では構造条件が卓状地に近い、劣地向斜であることを示しているが、北パミールのダルヴァス-サルイコリ帯東部では、カンブリア、オールドビス紀にすでに酸性、塩基性火山岩の非常に激しい噴火が起こり、また、中央パミールには、オールドビス、シルル、デボン紀のいくつかの時期に、これよりも弱い火山活動があった。

石炭紀の初め、北パミール・メガゾーンの大陸地殻は広がり、酸性の火山噴出物の噴火への道を開いたが、カライフンブ帯では、完全に分裂して、大洋型地殻をもつトラフをつくった。この中に、大規模な未分化の玄武岩の噴火が起こり、それが“停止した”後に、分化した玄武岩-流紋岩系の火山岩の噴火、オリストストロームの堆積、閃緑岩-斜長花こう岩質貫入岩の貫入があった。石炭紀前期と中期の境、石炭紀中期の初めに、北パミール・メガゾーン、またはやはりその北のカライフンブ帯での激しい収縮によって、複雑な単斜褶曲と衝上断層-押しつぶせ断層がつくられた。南-後カフカスのように、 Gondwana・エピバイカル周縁内であった、パミールの南メガゾーンでは、このヘルシニア前期の変形は、なかったか、わずかに出現したかであろう。

石炭紀中期に、北パミールの褶曲したヘルシニア前期の基盤は、礫質堆積物と炭酸塩堆積物の薄い層に覆われた。二疊紀前期に、激しい沈降と伸長が始まり、層内礫性岩塊——カラクリ帯では、塩基性の火山岩層と交代する——を伴う、厚く、相変化のある陸源堆積物を堆積させる。二疊紀末、北メガゾーンに、収縮による変形と隆起が復活して、三疊紀に引き継がれ、古生界上部コンプレックス褶曲構造の形成と、二疊紀-三疊紀のかり花こう岩質岩塊の貫入、北パミール褶曲構造の北翼上の二疊紀後期と三疊紀のモラッセの堆積、をもたらした。このように、北パミールでは、多くの他の地中海変動帯の北方地帯のように、ヘルシニア前期の輪廻に続いて、伸長-沈降-隆起の比較的短い（二疊紀-三疊紀）、上に重なる古キンメル輪廻——基本的には、褶曲構造の形成で終わる——があった。

パミールの南メガゾーンの古キンメル輪廻は、反対に、ジュラ紀、白亜紀、新生代に続く、地向斜作用の早期の段階の役を果たしている。この輪廻のいろいろな段階で起きた伸長パルスは、中央パミールでの石炭紀末、南東パミールでの二疊紀-三疊紀の玄武岩質溶岩の流出により、はっきりと示された。おそらく、大陸地殻全体に及ぶであろう、特に激しい伸長が、ルシャン-プシャルトスカヤ帯にあった。ここには、二疊紀と三疊紀に、玄武岩、ピクライト-玄武岩質溶岩を含む、厚い珪質-火山起源の層が堆積した。三疊紀とジュラ紀の境で、南東パミール帯に収縮による変形が起こり、褶曲構造をつくった。これより弱い古キンメル相が中央パミール帯に現れたが、ルシャン-プシャルトスカヤ帯には、この時期、花こう閃緑岩質貫入岩の貫入があった。

ジュラ紀に、南メガゾーンに沈降作用が復活し、中程度の厚さの陸源-炭酸塩堆積物（中央パミール帯で）と、炭酸塩堆積物（南東パミールで）が堆積した。ジュラ紀末、南メガゾーンは、キンメル後期の収縮による変形を受け、隆起した。白亜紀と古第三紀に、中央パミールと南東パミールの個々の狭い、しばしば断裂に沿う凹地内に、礫質の赤色陸成層と浅水-海成のフリッシュ-モラッセが堆積し、酸性の火山岩（白亜紀に）と中性-酸性の火山岩（古第三紀に）の噴火も起こった。古第三紀末-新第三紀

に、南パミール・メガゾーンは、おそらく、インド半島岩石圏ブロックからの圧力による、激しい収縮を受けた。こうした条件の下で、白亜紀-古第三紀層は褶曲し、より古いコンプレックスと共に、押しつぶせ断層とデッケをつくって移動した。南メガゾーン地塊、後には全パミールが、全体として北に動くのに伴い、南東パミールに北西方向の右ずれ断層、パミールの西に接するアフガニスタンの一部に、左ずれ断層ができた。その後、パミール-アライスカヤ盆地と南タジク盆地の被覆層と基盤も、この収縮、北と北西への移動に加わった。南パミール・メガゾーンの収縮と隆起は、いろいろな地帯での花こう岩質岩マッシューフ——南西パミールの巨大なシュングンスキ・バソリスを含む——の形成を伴い、その上部は、すぐに侵食によって失われた。

第四紀に、パミール地域は、差はあっても、全体として数キロの高さの隆起を行い、天山山脈に対して北に移動し続けた。この変形は、地殻と、400 km より浅くない深さまでの上部マントルに及んでいる。

### 有用鉱物

パミールの金属、非金属の有用鉱物の主な産地と出現は、いろいろな時代の火成コンプレックス、主に貫入コンプレックスに起源がある。磁鉄鉱-磁硫鉄鉱、鉄を含む多金属鉱石は、パミール北メガゾーンの石炭紀の閃緑岩、斜長花こう岩の貫入によるもの、すず-鉄マンガン重石鉱化作用は、二畳紀後期-三畳紀のかり花こう岩質岩によるものである。ルシャン-ブシャルトスカヤ帯のすず、鉄マンガン重石、希金属ペグマタイトの産出は、中生代前期の花こう岩質岩と関連がある。中央パミールの鉄マンガン重石、モリブデン、水晶の鉱床は、古第三紀の花こう岩の貫入による。

南西パミールの変成コンプレックス中にあるのは、雲母、石膏、宝石と準宝石（ルビー、ざくろ石、スピネル、天藍石）である。中央パミール帯の二畳紀、二畳紀と三畳紀の境の炭酸塩堆積物中に、ボーキサイトが出る。

### ソビエト連邦内の地中海変動帯の主な発達段階とその規則性

おそらく地中海変動帯は、破壊作用を受けた始生代-原生代前期の大陸地殻——その断片は、さまざま地域（南ドブルジャ、パノンスカ盆地とタジク盆地の基盤、南西パミール）で知られている——の上に形成されたのであろう。地中海変動帯のここで取り上げている部分——カルパチアからパミールまで——の進化中に、地向斜発達の最大の輪廻が三つあった。すなわち、バイカル、ヘルシニア、アルプスで、その中に、より短い段階が区別される。主な輪廻の間の境は、場所が違えば、いくらか異なり、その一つでは、ある段階が新しい、大きな輪廻の初めに当たることもあり、別の所では、前の輪廻を終わらせることもある（たとえば、アルプス、ヘルシニア輪廻に対する古キンメル段階のような）。それぞれの輪廻は、前に存在した地殻の伸張作用の強化、完全な断裂に至る分裂と尖滅、ある地帯での大洋型地殻の形成、に始まり、水平方向の収縮作用の強化、オフィオライト・ゾーンの“閉鎖”、構造の複雑化、地殻が全体的に厚くなること、その加熱——変成作用と花こう岩化作用、上の階への花こう岩の貫入、全体として、地殻の硬化と運動性の消失、つまりその固化をもたらす——で終わる。

バイカル輪廻中、大陸地殻の破壊作用は、おそらく、それを完全に破壊させるまでにはならなかった（リーフェイ・オフィオライト・コンプレックスのないことから見て）が、それでも地殻は、一連の内部ゾーンで激しく伸張し、分割された。原生界上部の一次-火山層（たとえば、カルパチア、大カフカスなどにある）がこれを示している。優地向斜帯と共に、主として地中海変動帯の外側部分に、本質的

な堆積型の断面をもつ劣地向斜型の地帯が広く広がった。地中海変動帯の構造的な帯状分布、一定した形の構造は、バイカル輪廻中にはほとんど知られないが、後に収縮による変形を受ける線状の凹地と共に、これらを隔てる比較的堅固な地塊——南西パミール・マッシーフに似た——があったことは、疑いない。この中に、メシア、カラクム-バイスン（すべて、それらの東部）マッシーフと南ツラン卓状地内の他のいくつかの地塊、パノン盆地なども入るだろう。

バイカル輪廻——この枠内には、ところどころに、より短いバイカル前期（ダスランドスキ）輪廻（カルパチア、山地クリミア、おそらくカフカス）とバイカル後期輪廻（後カフカス、おそらくパミール）、あるいはバイカル後期-サライール輪廻（カルパチア、カフカスなど）が見られる——は、褶曲による変形、変成作用（緑色片岩相または角閃岩相）の出現、各地の花こう岩質岩の深成活動、で終わった。しかし、典型的な原始造山段階の証拠となったかも知れないモラッセは、存在しないか、わずかに出現するか（パミールのヴェンド-古生界下部、北カフカスのカンブリア後期-オルドビス紀の石英-アルコース砂岩層など）である。

古生代前期、中期に、地殻の伸張と分裂作用が再開され、地中海変動帯中に広域的な地向斜構造をもたらした。しかし、これは、古生代に若い——エピバイカル——卓状地プレート（またはいくつかの卓状地プレートとバイカル基盤の突出部）に変わり、 Gondwana 超大陸（超卓状地）の一部となった、広い南地帯には、ほとんど影響を及ぼさなかった。周 Gondwana 準卓状地の中には、とくに、小カフカス、後カフカス中央マッシーフ（おそらく一部）とパミール南メガゾーン地域が入っていた。この中に（たぶん前カフカス地域を除いて）、先カンブリア時代の基盤があるメタ卓状地マッシーフで隔てられた、完全な堆積型（ダブルジャ、セントラリノウスチュルトなど）、まれに堆積-火山型（ツアルクイル）の断面をもつ、オーラコ地向斜型の比較的狭い凹地ができた。後者は、しばしば、本質的に酸性の噴火と貫入作用の場となり、緑色片岩層の変成作用が重なった。

古生代に、地中海帯の内側部分は、典型的な地向斜の発達の特徴で、これに入るのは、カルパチア、山地クリミア、大カフカス山脈、クバダグ-コベトダグ山脈、パミール北メガゾーンの内帯地方である。この地帯に（地中海変動帯全体でのように）、カレドニア地殻変動は出現せず、古生代に、種々のヘルシニア地向斜輪廻があった。ヘルシニア地向斜帯のいくつかの地区、特にカフカス地区には、いくつかの劣地向斜凹地と優地向斜凹地、地背斜帯がある、非常に複雑な形の構造が、はっきりと現れている。

いくつかの優地向斜凹地（カフカスのペレドボイ山脈地帯、内カルパチアのヘメル帯）に、古生代前期-中期の初めにすでに、水平方向に伸張する中で、大洋型地殻をもつトラフ（または海盆?）が生まれた。石炭紀中期の半ばに、これが強い収縮作用を受け、褶曲-デッケ構造をつくった。中央パミールのカライフンブ帯では、オフィオライト・トラフの形成は遅れて——デボン-石炭紀の境に——起こり、したがって、いくらか遅く（石炭紀前期、中期の境に）、"閉鎖"したが、これを埋めた地層は、強い変形作用を受けた。地中海変動帯のヘルシニア褶曲帯の発達中の石炭紀中期、後期、二畳紀前期は、新しい収縮パルス、花こう岩質岩の形成、地背斜帯の激しい隆起（大部分、逆転）、隣接する山間凹地の厚いモラッセの堆積、に見られる、造山段階であった。

しかし、地中海変動帯の多くの地帯は、二畳紀に再び沈降作用と伸張作用に巻き込まれ、これが三畳紀に引き継がれた。この現象の役割は、全体として東向きに増大している。地中海帯の北部（新期卓状地地帯）には、部分的に二畳紀に、沿アゾフ海、中央ウスチュルト（マンガイシラク）、ツアルクイルの凹地、三畳紀に、ダブルジャ凹地——三畳紀とジュラ紀の境かジュラ紀の初め、やや深い沈降の後、収縮作用を受けて褶曲構造をつくった——が復活した。

大カフカス山脈の地向斜系の西部と東部で、二畳紀後期-三畳紀に沈降が再現し、ジュラ系の陸源-

炭酸塩堆積物が堆積し、南斜面の劣地向斜凹地（スヴァネトスキ）——ここには、ヘルシニア前期の褶曲はなかった——では、沈降と頁岩層の堆積が古生代中期から三疊紀まで続いて、より北のカフカス帯のように、ライアス世以前の古キンメル収縮相で終わった。北パミール・メガゾーンでは、石炭系中部のモラッセが二疊系の厚いフリッシュと交代し、カラクリ帯では、二疊紀の強力な伸張作用の働く中で、玄武岩質の激しい海底噴火が起きた。ヘルシニア輪廻の終末段階である古キンメル地向斜輪廻は、北パミールでは二疊紀末-三疊紀に、収縮、花こう岩マッシーフの形成、隆起と北に接するパミール-アイスカヤ帯でのモラッセの堆積、で終わる。

地中海変動帯のいくつかの他の地帯では、古キンメル期は、新たな、長い古-後期キンメル、または古キンメル-アルプス地向斜輪廻の始まりであった。これに入るのは、ヘルシニア褶曲の後、三疊紀にすでに、白亜紀初めまで続く沈降と劣地向斜層の堆積が復活した、カルパチア内帯と、三疊紀中期(?)に地向斜性の沈降が始まり、ジュラ紀に終わった山地クリミアとパミール南メガゾーン——そのいくつかの地帯は、二疊紀と三疊紀に激しい（三疊紀後期に特に激しい）伸張と沈降を行ったが、これは、ジュラ紀の古キンメル収縮相の後に復活し、また、いくつかの凹地では、後期キンメル収縮相の後、白亜紀-古第三紀に続き、漸新世-新第三紀に、ようやく褶曲と衝上断層の形成によって終わった——である。

地中海帯の一連の地向斜系（大カフカス、コペトダグ、小カフカス）では、アルプス輪廻は、さらに遅い、ジュラ紀に始まり、新生代まで続いた。地中海変動帯の北のメシア-南ツラン帯では、アルプス輪廻（ジュラ紀から始まる）中に、オーラコ地向斜凹地はそれ以上再生せず、ほとんど連続した中生代の被覆層をもち、南で東ヨーロッパ卓状地につながる、新期卓状地プレートの性格を具えた。反対に、バイカル基盤と古生代の準卓状地被覆層をもつ、小カフカス、小アジア、イランを含む、地中海変動帯の南地帯は、アルプス輪廻中に、長いヒアタスの後に、再び地向斜作用に参加した。

ソビエト連邦内にあるアルプス地向斜帯の部分に、主として中生代-新生代に、劣地向斜、またはそれに近い、堆積物（フリッシュを含む）が主として堆積物で埋められた凹地——外カルパチア、山地クリミア、大カフカス、大バルハン-コペトダグ——が発達した。塩基性火山活動をいくつか伴う、やや顕著な大陸地殻の伸張は、ライアス-アーレン期の大カフカス凹地、マルム世末にカルパチア凹地、だけに起こった。山地クリミア凹地と大カフカス南翼にも、後カフカスの広大な地域を覆う、広域的な安山岩-玄武岩質火山活動があった。

山地クリミアと大カフカスの凹地の発達は、後期キンメル褶曲の出現で終わった。大カフカスの地向斜は、ジュラ紀後期前に収縮による変形を受け、構造の再構築はあったものの、古第三紀まで発達し続け、外カルパチアとコペトダグ凹地では、構造上に本質的な変化はなく、古第三紀末まで存在した。小カフカスの優地向斜と南パミール地向斜——そのルシャン-ブシャルトスカヤ中軸帯も優地向斜の性格をもつ——は、非常に激しく水平方向に伸張した。これらの地帯で三疊紀(?)に、また小カフカスのセヴァン帯でジュラ紀に、大陸地殻の分裂が起こり、ある研究者の意見では、比較的狭い“オフィオライト・トラフ”が、また他の研究者の説によると、ローレンシア超大陸と Gondwana 超大陸を隔てる、幅が数百キロ、または、数千キロにさえなる、大洋に似たメガテーチス海盆の一部が出来た。その後の水平方向の収縮によって、この地帯は“閉鎖”し、それをつくるコンプレックスの褶曲-デッケによる変形が起きた（ルシャン-ブシャルトスカヤ帯では、ジュラ紀末に、セヴァン帯では、白亜紀後期に）。しかし、その後、パミール南メガゾーンと小カフカスで、中性、塩基性、酸性の火山岩の噴火を伴う、一連の凹地の拡大と沈降が再開した。

小カフカス、南パミール、その他のアルプス帯の中東地区（イラン、アフガニスタン）の地向斜後期



火山活動の最大規模の突発が、始新世に起こった。中近東の同様な火山活動は、広域的な性格をもち、上部マントルの非常に大きな地熱異常と関連がある。隣接するアフリカ-アラビア卓状地とインド半島卓状地、インド洋北西部、での玄武岩質火山活動の大規模な同時出現、それと、南ツラン卓状地南部(バドフィス)に始新世の火山活動が突発することから見て、この地熱の異常地帯の境は、遠く、アルプス帯の枠外に及んでいた。

地向斜後期凹地の閉鎖と、その中の最後の褶曲、デッケ形成相は、小カフカス山脈、大カフカス山脈南部で古第三紀末-中新世初めに、コペトダグ山脈とパミールで古第三紀末-中新世に、カルパチア山脈で中新世に、大カフカス山脈の北地帯と東部、その背斜の東端、テルスキ凹地と、クラ盆地、南タジク盆地で鮮新世に起きた。アルプス地向斜凹地が消滅し、激しい収縮による変形があった所に、褶曲と褶曲-デッケ構造が生まれたが、その発達は、それに伴う周縁凹地や山間凹地と共に、アルプス輪廻の最後の造山段階の中の重要な要素である。一般に、これは、本来の地向斜段階のすぐ後に続いたものであったが、特別な地帯では、ある程度長期にわたる準卓状地(または地背斜)段階により、地向斜段階と隔てられている。山地クリミアと大バルハン山脈では、この段階が白亜紀前期から、新第三紀まで続いたが、アルプス地向斜帯に入らないラビノ-マルカ帯とパミール北メガゾーンでは、ジュラ紀か三畳紀から新第三紀まで続いた。

アルプス帯の各地区の造山段階は、違った時代——漸新世または中新世——に始まったが、その成熟段階——この間に褶曲構造は、中山、高山地形、いくつかの地中海盆(黒海、南カスピ海、中央カスピ海)、つまり非補償性沈降をもたらした、激しく、急速な隆起を行った——は、ある程度同時に——中新世中期の半ば(約1000万年前)に始まり、現在まで続いている。

## 第2章 ヴェルホヤンスク-チュクチ褶曲地域 とオホーツク-チュクチ火山帯

### ヴェルホヤンスク-チュクチ褶曲地域

ソビエトの北東にあるヴェルホヤンスク-チュクチ（ヴェルホヤンスク-コルイマ）中生代後期（キンメル後期）褶曲地域は、北ユーラシアで最も広く、その構造と発達の特性が最もユニークな褶曲地域の一つである。これは南東でシベリア卓状地と、北で仮説の極北卓状地あるいは極北メタ卓状地地域——おそらく東シベリア海の北部を占めている——と接している。北西ではタイムイル-セヴェルナヤ・ゼムリャー・メタ卓状地の一つになり、また南東では、この上に、巨大なオホーツク-チュクチ新期火山帯——この下にヴェルホヤンスク-チュクチ地域と太平洋変動帯の北西部を隔てる深い構造線が隠れている——が重なる。この陸上部分の広さは、200万 km<sup>2</sup> を越すが、浅いラプテフ海、東シベリア海、チュクチ海の高海底下にある部分を加えると、300万 km<sup>2</sup> に達する。

この地域の構造上の特性は、この後に述べるように、主な部分が大陸型のリーフェイ紀前の地殻を持ち、最初はシベリア古期卓状地の北東への延長で、長期の、しかし比較的穏やかな破壊作用の中で、メタ卓状地（または変動卓状地）となり、プシチャロフスキーによると、その後、多数の大きな残留中央マッシューフをもつ劣地向斜地域に変わり、その発達は晩期キンメル褶曲で終わりを告げたことである。その東部の特別な地帯だけは、いくつかの発達段階の間、優地向斜タイプの発達をするという特徴があって、大洋地殻までもっていた。

ヴェルホヤンスク-チュクチ地域は、地形上、中程度の高さの大きな山脈、高地、堆積平野の集まりである。その南西部を、北西に長く（2,000 km）延び、幅が広く（200 km）、高さが2～3 kmまでのS字型をした、ヴェルホヤンスク山脈が占める。その南東部を、セッテ-ダバン山脈と呼ぶ。この北東に、もっと短い（1,000 km）が、高い（2.5～3.15 kmまで）チェルスキー山脈と、さらに短い（600 km）モマ山脈（2.5 kmまで）が延びている。ヴェルホヤンスク山脈とチェルスキー山脈の間に（北西から南東に）、ヤナ、エリギン、オイミヤコン高地と、スタル-ハヤタ山脈（3 kmまで）があり、この中に現在の小氷河が残された。モマ山脈の北と北東にアラゼヤ、ユカギル高地とコルイマ高地——高さ1～1.5 kmまで——があり、最も北東の部分に、高さ1.5～1.8 kmまでの、ほぼ東西の短い山脈、オロイ、アニューイ、チュクチ山脈——チュクチ半島で終わる——がある。この地域の北部は、ラプテフ海と東シベリア海の大陸棚に接するヤナ-インディギルカ、コルイマ低地が占めている。これらの海の間、低いノヴォシビルスク諸島があり、東シベリア海とチュクチ海の間、山の多いウランゲル島がある。ヴェルホヤンスク山脈は、南西で、レナ川とその支流、アルダン川流域の低い平野と接している。これより東で、ヴェルホヤンスク-コルイマ地域の南部、あるいはオホーツク-チュクチ帯に源を発する、ヤナ、インディギルカ、コルイマ川とその右岸の支流、オモロン、大、小アニューイ川は、北の北極海方向に流れる。

ヴェルホヤンスク-チュクチ地域の自然地理学的、地質学的研究の第一歩は、チェルスキー——1891～1892年にこの地を横断し、その探検中にコルイマ川下流で死亡した——、トーリ、ボグダノヴィチ、によるものである。20世紀にオブルチェフとサリシチェフは、この地域の中心で、チェルスキーの名が

つけられた大山脈を発見し、オブルチェフは、その最初の地質構造図を提起し、コルイマ卓状地と、それを取り巻く弧とを区分した。この構造図は30年代に拡大強化され、ヘラスコフ、クロボトキンの研究の結果、より正確になった。同じ年代に、スミルノフ、ビリピンは、その開発が大祖国戦争に重要な意味をもった金鉱床、すず鉱床地域の調査を始めた。戦争後は、アトラソフ、スプリングス、プシチャロフスキー、チリマン、シロ、ネクラソフ、レザノフ、ボグダノフ、グセフ、コロステレフらが、ヴェルホヤンスク-コルイマ地域の研究を続けた。

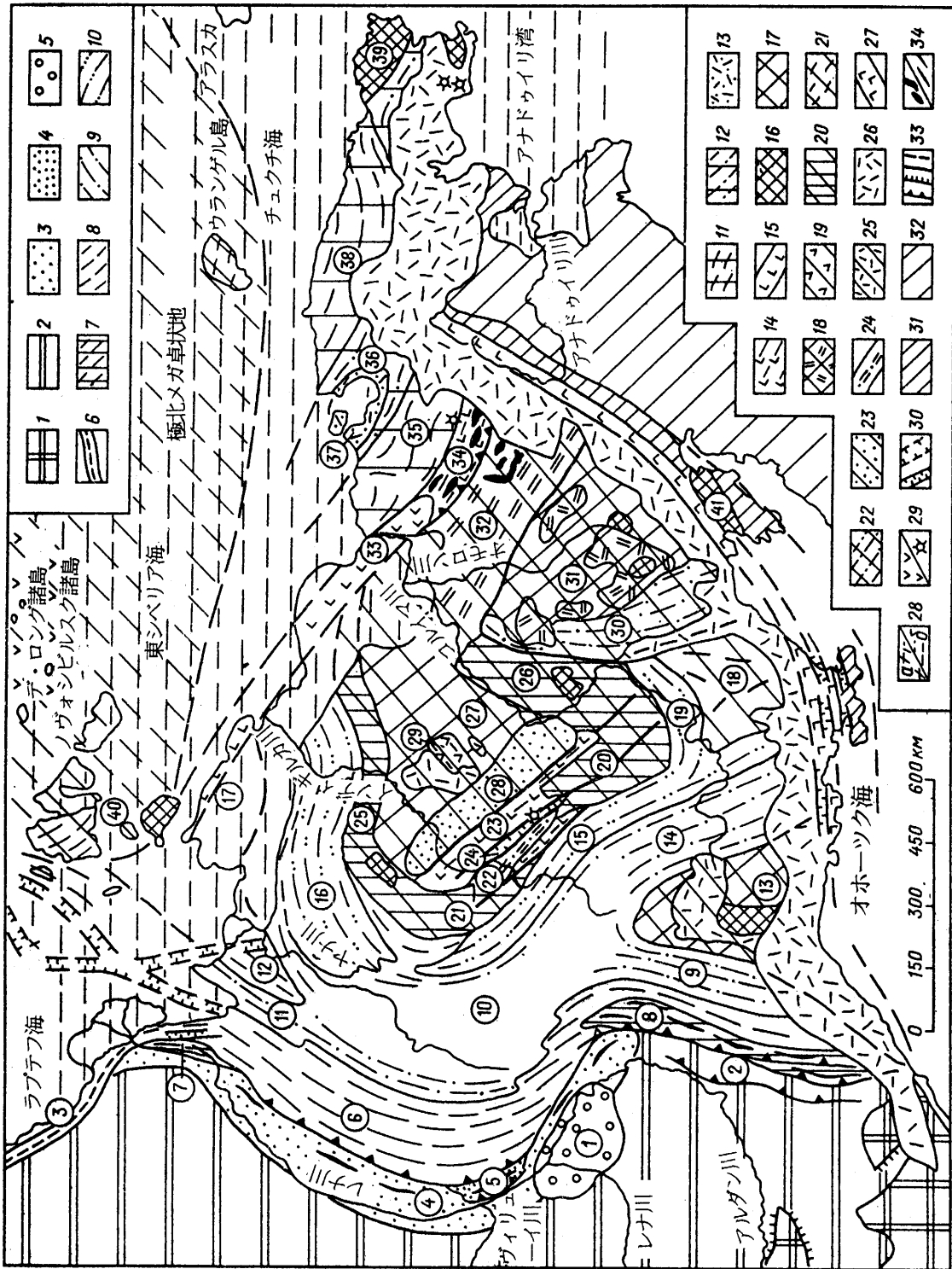
## 地質構造

ヴェルホヤンスク-チュクチ地域の主な構造の要素は、シベリア卓状地とこの地域を隔てている、前ヴェルホヤンスク山脈周縁凹地、その北東に接するヴェルホヤンスク-インディキルカ褶曲系——構造的な性質が議論的になっている、コルイマ-オモロン中央マッシーフ (s.l.) の中央部と南東部を占める——、その北東のノヴォシビルスク-チュクチ褶曲系である。中央マッシーフは、この褶曲系の内部にもある (33図)。

前ヴェルホヤンスク山脈周縁凹地は、南西に突き出た弧をつくって、レナ川下流からアルダン川中流までの1,300 km にわたって延び、南西でアナバル陸背斜、ヴィリュエーイ陸向斜、アルダン単斜——これを複雑化しているヤクート・アーチを含む——、そして北東では、この上に衝上するヴェルホヤンスク・メガ複背斜の北地区と中部地区に接している。その南地区に、西では周縁凹地に代わり、周縁の中生代後期の覆瓦状衝上断層の南北性のネリカン帯——西でユドマ-マイスク周クラトン盆地の原生代後期-カンブリア紀の堆積物と交代する——が接する。周縁凹地の北西部での幅は、50~100 km、南東部で150 km に達する。リーフェイ紀前の基盤は、古生代のリフト起源の盆地——これはヴィリュエーイ中生代陸向斜に受け継がれた——のパトム-ヴィリュエーイ帯に載る中央部では、5 km から10~15 km まで沈降した。

時代を異にする、古生代、ところどころで三疊紀、のシベリア卓状地の被覆層は、前ヴェルホヤンスク山脈凹地で、海進により、ジュラ紀の陸成、海成の陸源堆積物——ヴェルホヤンスク・メガ複背斜側で厚さを増す——に覆われ、後者は、厚い (凹地の内側地帯で4~5 km まで) 白亜系下部、一部で上部の石炭を含むモラッセに覆われる。これは、凹地の外側、沿卓状地地帯で、緩い単斜構造であるが、内側地帯では線状に褶曲し、西と南西への地塊の移動を伴う衝上断層で複雑になっている。ヴィリュエーイ川の河口に接する周縁凹地の中央部では、内側地帯は中生代末に隆起し、背斜の核にはジュラ紀と三疊紀の堆積物が露出する。

ヴェルホヤンスク-チュクチ褶曲地域の主な地帯の断面では、大きな三つのコンプレックスが区別される。それらは、産状、変成度を異にし、広域的なヒアタスと不整合で隔てられ、構造発達的主要なメガ段階に対応している。すなわち、始生界-原生界下部の変成した基盤、晩期キンメル、またはコルイマ褶曲期に変形した、原生界上部、古生界、中生界 (白亜系上部以前) の堆積物コンプレックス、白亜系上部と新生界の変形の小さな後褶曲 (被覆層) コンプレックス、である。次に、原生代後期-中生代の褶曲メガコンプレックスは、いくつかのコンプレックス——岩石-地層関係で区別され、ところどころで、ヒアタスと不整合で分けられ、この地域の主な発達段階と一致する——に区分される。すなわち、炭酸塩-陸源堆積物のリーフェイ亜コンプレックス、完全な炭酸塩 (場所により一部珪質、火山起源) 層のヴェンド-古生界中部コンプレックス、古生界上部-中生界下部 (石炭系最上部からジュラ系中部まで) の海成の陸源堆積物コンプレックス (30年代にヘラスコフによりヴェルホヤンスク・コンプレッ



1-2-シベリア卓状地；1-アルダン-スタノボイ楕状地；2-レナ-エニセイ楕状地；3-前ヴェルホヤンスク山脈周縁凹地，白亜系モラッセで埋められている；4-その隆起した中央部；5-新生代のアルダン川下流表生盆地；6-オレニョーク-オラーコ地向斜褶曲帯；7-10-ヴェルホヤンスク-インディギルカ褶曲系；7-リーフエーイ-古生界中部から成る複背斜の核；8-古生界上部から成る複背斜；9-二畳系，三畳系で埋められた複向斜；10-ジュラ系で埋められた最も深い複向斜；11-15-ノヴォシビルスク（アニュイ）-チュクチ褶曲系；11-古生界中部，三畳系下部-中部から成る複背斜；12-三畳系上部-ライアス統で埋められた複向斜；13-マールム統-白亜系下部で埋められた複背斜；14-ジュラ紀後期-白亜紀前期の優地向斜凹地（ニリフト）（それにコルイママッシューフ）に生まれた褶曲帯と褶曲-衝上断層帯；15-白亜紀前期のユジノアニュイ-スヴォヤイトイノス火山帯；16-25-中央マッシューフと極北メタスタ卓状地；16-リーフエーイ紀前成基盤の突出；17-ゆるやかに堆積したリーフエーイ紀-古生代中生代の被覆層；18-オモロン-マッシューフ中のデボン紀の火山岩；19-古生界中部-上部の火山起源-堆積層から成る褶曲帯；20-コルイマ-マッシューフの周縁地帯の地壘-複背斜，主にリーフエーイ系-古生界中部から成る；21-マヤハハ凹地；25-白亜紀前期の中生代の褶曲による変形；22-中生代の表生凹地；23-白亜紀前期の内陸盆地，石炭を含むモラッセで埋まる；24-白亜紀前期のモマ-セルヘンニヤハハ凹地；25-白亜紀前期-後期の陸成火山岩の被覆層；26-27-オホーツク-チュクチ火山帯，主として白亜系下部の陸成火山岩から成る；26-ヴェルホヤンスク-チュクチ地域の外帯，“フレンジ”（末端）と岩枝；27-内帯；28-ほぼ水平に堆積した，マッシューフ上（a）と褶曲系上（6）の白亜系上部-新生界の被覆層；29-新生代玄武岩の被覆層と第四紀の玄武岩質火山岩；30-陸上と海底の新生代の地溝；31-32-太平洋変動帯；31-32-タイゴノス褶曲系；32-コルイマ-オモロン-カムチツカ系；33-細分されない，埋没した断層，断層，逆断層，衝上断層；34-ヴェルホヤンスク-チュクチ地域のいくつかの地帯でのオファイオライト-コンプレックスと褶曲の露出

○の中の数字：1-アルダン川下流盆地；2-ネリカカン衝上断層帯；3-オレニョーク-オラーコ地向斜褶曲帯；4-前ヴェルホヤンスク山脈周縁凹地；5-その内帯のキートチヤン横断隆起；6-ヴェルホヤンスク-メガ複背斜；7-ツツオラ-シスコエ隆起；8-セツテ-ダバン複背斜；9-南ヴェルホヤンスク複背斜；10-エリギ-アドウイチヤ低角褶曲帯；11-オモロン複向斜；12-クララル隆起；13-オホーツク中央マッシューフ；14-インディギルカ-コルイマ複向斜；15-イニヤリ-デビン複向斜；16-オリジヨ（ポロウスヌイ）複向斜；17-フロマ-マッシューフ；18-アツイ-ユウリヤ複向斜；19-バルガイガチヤン隆起；20-モマ-オムレフスキ地壘-複背斜；21-タス-ハヤフタフタフタスキ地壘-複背斜；22-モマ-セルヘンニヤハハ凹地；23-イリン-タス複背斜；24-モマ-セルヘンニヤハハ新生代地溝；25-ポロウスヌイ地壘-複背斜；26-沿コルイマ（ユカギル）地壘-複背斜；27-コルイマ中央マッシューフの内側部分；28-ズイリヤン-タス複背斜；29-アラゼヤ隆起；30-沿オモロン凹地；31-オモロン中央マッシューフ；32-オロイ帯；33-スヴォヤイトイノス-ユジノアニュイ帯；34-ユジノアニュイ逆転複背斜；35-アニュイ-メガ複背斜；36-チュクチ-マッシューフ；40-ノヴォグヴォ中央マッシューフ；41-タイゴノス-マッシューフ；42-チュクチ中央マッシューフ

クスと命名された)，海成，陸成の火山起源-陸源（典型的なモラッセを含む）層のジュラ系上部-白亜系下部コンプレックス，である。最初の二つのコンプレックスは，ヴェルホヤンスク-チュクチ地域の発達メタ卓状地段階（または，プシチャロフスキーによる本質的な変動卓状地段階）に当たり，第三のコンプレックスは，特有の地向斜段階，第四は，原始造山段階に当たる。

ヴェルホヤンスク-インディギルカ褶曲系は，S字形に曲がった広い褶曲構造帯と，それらを隔てる中央マッシューフ——南西のシベリア卓状地，前ヴェルホヤンスク山脈凹地と，北東のコルイマ-オモロン-マッシューフ（s.l.）の間にある——である。その中央部では，幅約400-500 km で，北西端と南東端では二倍に広がり，いくつかに枝分かれする。中央部の横断面では，ヴェルホヤンスク-メガ複背斜とヤナ-インディギルカ-メガ複向斜が区別される。

ヴェルホヤンスク-メガ複背斜は，同じ名の山脈になっていて，ヴェルホヤンスク-コンプレックス下部の厚い陸源堆積物（石炭系-二畳系，一部三畳系）から成り，リーフエーイ-古生界中部に整合に重なる。これらは，線状，雁行状の中程度，または激しい褶曲作用を受け，しばしば南西に傾き，逆断層と衝上断層で複雑になっている。メガ複背斜は，走向に沿って南東で非常に狭くなり，北西で非常に広がる。最大の隆起は，その西縁に近い。それは南東から北西に，狭いセツテ-ダバン複背斜（その南延長，ユドマ-マイスク褶曲-地塊隆起を含む）——この中に古生界下部-中部の堆積物が露出する

(34図，a) ——，より広く長い西ヴェルホヤンスク複背斜——核に石炭紀の岩石が突き出ている——，レナ川下流の小さなツオラ-シスコエ隆起——ここで再び，リーフエーイ-古生界中部の層が現れる——，である。ヴェルホヤンスク-メガ複背斜は，その北端で，ラプテフ中央マッシューフで隔てられた二つに枝に枝分かれし，そのリーフエーイ紀前の基盤は，レナ川デルタの下に隠れる。ほぼ東西のオレニョーク分枝は，西で小さくなる狭い背斜帯で，ピヤシナ-ハタंगा盆地のバラフニヤ，ラッソハ地膨に延びているのが見られる。もう一つの，ほぼ南北の

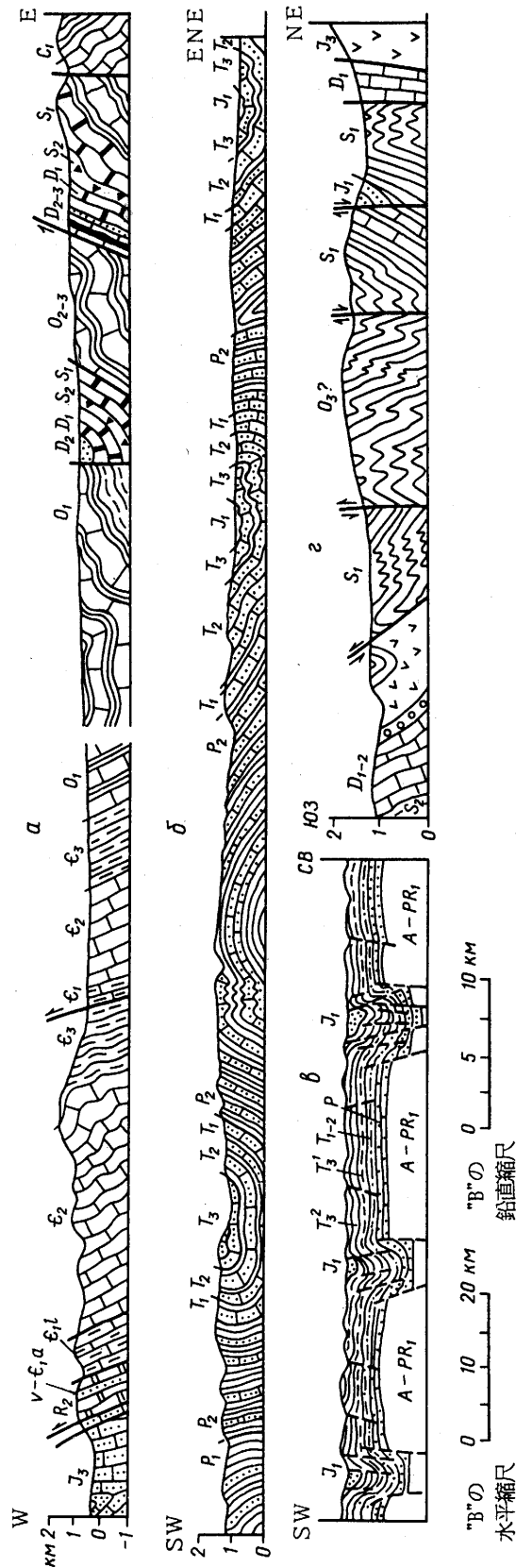
分枝は、ラプテフ地塊の東のラプテフ海に延びている (34図, B)。

北東でなめらかにヴェルホヤンスク・メガ複背斜と交代する、非常に広い (250~300 km) ヤナ-インディギルカ・メガ複向斜は、はっきりと非対称である。最も沈降した地帯——ジュラ系のすべての統の厚い堆積物に埋まり、激しい収縮による (等斜褶曲をつくるまでの) 褶曲をしたイニヤリ-デビン複向斜——は、このメガ複向斜の北東隅だけで、いっぽう、その中央部と南西部は、広いエリギ-アドゥイチャ低角褶曲帯であり、地表はほぼ完全に三畳系上部から成る。この地域 (いわゆるアクリノリ) の多くの場所で、三畳系の岩石はほぼ水平に堆積しているが、その他の場所では、狭いスリット状、楕形の褶曲と、緩い傾斜のドームをつくる (34図, B)。こうした構造のスタイルは、リーフェイ紀前の基盤が比較的浅いところ (4~5 km) にあるため、ある研究者は、この地帯でいくつかの沈降した中央マッシーフ (エリギ, アドゥイチャ, シェロニ) を区分さえしている。ヴェルホヤンスク・メガ複背斜と違い、ヤナ-インディギルカ・メガ複向斜は、中生代前期の多くの花こう岩質岩に貫かれている。その中で最大なのが、この複向斜の北東端にあり、また中央部には、東北東方向の横断断裂帯中に、より小さな岩体がある。

ヤナ-インディギルカ・メガ複向斜は、その南東で、南と南東に分かれる広い複向斜——しだいに南東で幅を広げ、高さを増す、オホーツク中央マッシーフに隔てられた、ヴェルホヤンスク、インディギルカ-コルイマ——に分裂する。この中に、シベリア卓状地のアルダン-スタノボイ楕状地の基盤に似た、始生代の結晶質基盤、これを不整合に覆う原生代後期、二畳紀、中生代の薄い層——わずかに変形した被覆層をつくる——が露出している。白亜紀の花こう岩質岩、白亜紀の陸上噴火の火山岩と同じマグマの被覆岩が、このマッシーフを貫く。南ヴェルホヤンスク複向斜は、南で狭くなり、構造が単純になるが、そのヒンジは高くなる。特筆すべきは、南への延長を含めたセツテ-ダバン複背斜と南ヴェルホヤンスク複向斜は、ユドマ-マイスク・オーラコゲン——リーフェイ紀に、始生代の基盤のアルダン、オホーツク地塊の間に生まれ、デボン紀に復活し、古生代後期に衰退した、劣地向斜凹地に変った——の位置を継承していることである。

南では、オホーツク-チュクチ火山帯の白亜紀の噴出岩の被覆層下で、南ヴェルホヤンスク複向斜は尖滅し、オホーツク・マッシーフは、直接シベリア卓状地のアルダン-スタノボイ楕状地と接しているのであろう。インディギルカ-コルイマ複向斜 (メガ複向斜) は、特にその北東部——イニヤリ-デビン複向斜の南東への延長で、厚いジュラ紀の堆積物に埋まった地帯——で、より長く、幅が広く、そして深い、ということで、ヴェルホヤンスク複向斜と違っている。南東に進むにつれて、このメガ複向斜の底もしだいに隆起し、褶曲は、短軸褶曲と箱形褶曲の性格を帯びてくる。イニヤリ-デビン複向斜の分枝の一つ (アツイ-ユーリャフ複向斜) は、急に北東に曲がり、コルイマ・マッシーフとバルイグイチャン低角褶曲-地塊隆起——その下に、おそらく基盤の固い地塊があろう——を分断している。

ヤナ-インディギルカ・メガ複向斜も、北西で二つの枝——オモロイ, オリジョ——に分かれるが、南東地区と違い、ここでは褶曲地帯のヒンジが高くならず、沈下する。西のより狭い、ほぼ南北のオモロイ複向斜は、クラル褶曲-地塊隆起——これが東で、オモロイ複向斜と、これより広くて深く、ジュラ系のすべての統の堆積物で埋められた、オリジョ (ポロウスヌイ) 複向斜を隔てている——のように、ラプテフ海東部の大陸棚の下に隠れる。オリジョ複向斜は、コルイマ・マッシーフの北西と北を回って、東北東方向に延びる。この複向斜の晩期キンメル褶曲構造は、ところどころで白亜紀前期の花こう岩質岩に貫かれ、また、白亜紀前期-後期の緩く傾斜した陸成の火山岩に不整合に覆われる。オリジョ複向斜の北翼と、その北を取り巻く仮説のフロマ・マッシーフは、ヤナ-インディギルカ低地の薄く、水平に堆積した新生代の被覆層下に隠れる。



34図 ヲェルホルヤンスク-チユククチ地域の地質断面

a-セツテ-ダハバン複背斜を通る断面；δ-サルタン複向斜（ヴェルホヤンスク・メガ複背斜中央部の北翼）を通る断面；β-ヤナ-インディギルカ・メガ複向斜中のエリギ低角移動地帯を通る断面；r-オムレフスキ地帯-複背斜の北東翼を通る断面（a, δ, βは、グゼフ, 1979に、rは、ガブリコフ, 1966 による）

コルイマ-オモロン中央マッシーフ (s.l.) は、ヴェルホヤンスク-チュクチ地域の中心部を占め、二つの隣接したマッシーフ——非常に広く構造の複雑な北西のコルイマ、それより小さいが構造が単調な南東のオモロン——から成る。オモロン地塊の先カンブリア時代の基盤をもつ残留中央マッシーフ説は疑いないが、コルイマ・メガ地塊の性質には議論がある。ここに堅固な古い基盤の地塊があり、本質的な構造上の変形は周縁帯のみ、という伝統的な見解 (グゼフ, グリンベルグ, モクシャニツェフ) と共に、60年代末には、反対に、コルイマ・メガ地塊の中に古生代に優地向斜帯があり、この中の大陸地殻が非常に薄くなっただけでなく、完全に分裂さえもした、という考え (メルズリャコフ, ルサコフ, チリマン, テレホフ, シロ) が発表された。この説の根拠は、コルイマ・メガ地塊の中心、アラゼヤ隆起に突き出ているいくつかの古生層を、優地向斜性と解釈することであった。

小さな地域に露出しているオモロン・マッシーフの基盤は、絶対年代が34億年までの、深い所で変成作用を受けた始生代の層から成る。緩やかに堆積した被覆層の中に、比較的薄いリーフェイ紀の陸源-炭酸塩層、デボン紀の完全に酸性の火山岩、石炭系下部の炭酸塩堆積物と、二畳系, 三畳系, ジュラ系, 白亜系の陸源堆積物がある。オモロン・マッシーフは、北西で、コルイマ・マッシーフの沿コルイマ隆起とほぼひと続きになるが、これより南では、南に向かって広さと深さを増す、ほぼ南北の沿オモロン凹地——短軸, 低角褶曲をした三畳紀, ジュラ紀の堆積物に埋まる——を分離する。南で、オホーツク-チュクチ帯——この部分で狭い“虫垂”(オムスクチャン火山帯) をつくり、沿オモロン凹地の西翼に沿って深く北に入り込む——の白亜紀の火山岩の下に隠れる。

コルイマ・マッシーフの構造には、三つの同心円地帯が見られる。すなわち、外側の地塊隆起と地塊-褶曲隆起の馬蹄形地帯——チェルスコイ, モムスキ, その他の山脈, ユカギル高地となって地形に現れる——内側の中生代後期, 一部新生代の盆地のリング状地帯——インデイギルカ-コルイマ中間地帯の低地となって現れる——, コルイマ・マッシーフの中心部を占めるアラゼヤ隆起——同名の高地となって現れる——である。

ジュラ紀と白亜紀前期に褶曲-地塊変形を受けた、外側の地帯の主な構造の要素は、主として先カンブリア界と古生界下部-中部の岩石から成る、地塁-複背斜——“馬蹄形”の東の部分をつくる、ほぼ南北の沿コルイマ (ユカギル), 中央部と南西部のオムレフスキ (モマ), それを覆瓦状に覆うタス-ハヤフタフ, このマッシーフの北西部をつくるポロウスヌイ——である。原生界下部の変成した基盤は、沿コルイマ隆起とポロウスヌイ地塁-複背斜のウヤンディナ突出部に露出するこの古い基盤は、リーフェイ紀の陸源-炭酸塩堆積物によって、また、同じ隆起の地表に出ていて、それを傾斜不整合なしに覆う古生界下部-中部の陸源-炭酸塩層, 一部火山起源の層——全地塁-複背斜に広く分布する——によって、不整合に覆われる (34図, r)。ヴェルホヤンスク・コンプレックスは、存在しないか、その二畳系 (沿コルイマ, オムレフスキ隆起に) またはジュラ系の一部が不完全にみられるか、である。

最初の大きな褶曲-地塊変形は、ジュラ紀中期の始まるよりも早くない時期に、コルイマ・マッシーフの外側地帯で起きた。その中央部の古生界のさまざまな層準に、ジュラ系中部-上部-白亜系下部の厚い火山起源-陸源コンプレックス——モマ-セレンニャハ凹地のタス-ハヤフタフスキ複背斜とイリン-タス複背斜から北東にある——が、不整合に載る。外側の地塁-複背斜帯の水平方向の収縮と褶曲-地塊構造の形成は、白亜紀前期であった。

内側地帯は、ほぼ水平に堆積したジュラ系上部の火山起源-堆積層から成り、その南西部, ズイリヤンスク内陸凹地では、白亜系下部の厚い陸成夾炭モラッセに整合に覆われる。ある場所では、この堆積物の上に白亜紀後期, 古第三紀, 鮮新世, 第四紀の薄い陸成層が重なる。内側地帯には、ジュラ紀上部より前の基盤の露出がない。アラゼヤ隆起中のいくつかの場所に、変成岩と斜長花こう岩が露出し、そ



の時代をグリーンベルグとグゼフは、放射性同位元素のデータによって、原生代前期（19～21億年）としているが、他の研究者は、一応これをリーフェイ紀-古生代前期とする。この基盤上に、グレイワッケ、珪質頁岩、玄武岩から成る、石炭系下部のケンケリディンスカヤ層が不整合に載る。この層と、これを覆う石炭系中部-二畳系上部-ジュラ系中部の陸源-凝灰岩起源の層は、極めて緩やかな、南西方向の褶曲をつくる。アラゼヤ隆起の古生界中部の層を、ある研究者は優地向斜層と見なし、“コルイマ・マッシーフ”の内側地帯全部に分布する可能性がある、と考える。このことと、ケンケリディンスカヤ層の下の方先カンブリア時代の堆積-火山起源層の変成作用がらん閃石型で、中央マッシーフの多くの古い基盤のものでないことから出発して、上の地質学者は、ヴェルホヤンスク-チュクチ地域の中央部は、少なくとも古生代中期末までは中央マッシーフでなく、大洋型地殻をもつ広い地向斜帯——南アニューイ優地向斜帯（以下参照）の西への延長である——が占めていた、という結論に達している。この説は、明確な裏付けのあるものとは考えられない。第一に、コルイマ・マッシーフの存在を否定すると、中央マッシーフの周縁に特有の、コルイマ地塊のほぼ全周を弧状の褶曲帯が取り巻く事実を明確に説明できない。第二に、コルイマ・マッシーフの内部全体にケンケリディンスカヤ層が分布する、という推定は、証明するものがなにもなく、この層が、広いマッシーフの中央部分にできた、比較的狭い南西方向の凹地、または地溝（メタ卓状地地域のオーラコ地向斜帯に似た）に限られている、という可能性も十分あるのである。オモロン・マッシーフの北にある、ヴェルホヤンスク-チュクチ地域を、東南東方向の一連の褶曲帯から成るノヴォシビルスク-チュクチ（アニューイ-チュクチ）褶曲系が占めている。その北を、仮説の極北卓状地またはメタ卓状地が限っているのであろう。この褶曲系は、おそらく、西に向けて狭くなり、ノヴォシビルスク諸島地方で退化し、その褶曲帯のいくつかは、ヴェルホヤンスク-インディギルカ系の北部（オリジョ帯）と一つになる。ノヴォシビルスク-チュクチ系の大陸部は、次のように区分される。すなわち、オロイ褶曲-地塊帯（仮にこの系に入れる）、南アニューイ構造線帯（変形した火山帯）、アニューイ・メガ複背斜、ラウチュア盆地、チュクチ・メガ複背斜、北チュクチ中央マッシーフ、である。

オモロン・マッシーフの北を縁取るオロイ帯は、以前は、コルイマ・マッシーフの内側地帯の東の延長上にあり、ジュラ系上部と白亜系下部の緩い傾斜で堆積した陸源、火山起源の層で埋められた、簡単な構造の広い盆地、とされていた。しかし、最新の地質調査で、この地帯の構造が、はるかに複雑であること、縦走断層と斜行断層、地塊の隆起——この中に起源の異なる基盤が出ている——が大きな役割を果たしていること、が明らかになった。チリマンのデータによると、ある地塊には、変成したシアル質の先カンブリア時代の基盤が、また他の地塊には、ところどころが古生界上部の火山起源-陸源堆積物に不整合に覆われた、デボン系-石炭系下部の大きく転位した、炭酸塩、陸源、珪質、火山起源（塩基性、酸性の火山岩、凝灰岩から成る）の層が、第三の地塊（オロイ帯の北部にあるアルチン地塊）には、石炭系中部-上部の珪質、陸源の岩石、超塩基性岩、らん閃石片岩、輝緑岩、スピライト——古生代後期のオフィオライト岩類をつくる——が露出する。多くの地塊に、古生界のいろいろな層準に不整合に載る、三畳系中部-上部、ジュラ系下部と中部の凝灰岩起源-陸源堆積物が突き出ている。

デボン紀の始まるまで、オロイ帯地方は、広いコルイマ-オモロン中央マッシーフの隆起部であったろう。デボン紀に、その大陸地殻が分裂し、拡大し、沈降して、優地向斜凹地となり、この中に厚い火山起源の層が堆積し、また、石炭紀前期または中期に、オロイ帯の北部の破壊作用が進んで、大陸地殻を完全に断ち割り、大洋型地殻をもつ“トレンチ”を新たに形成し、この中にオフィオライト岩類が生まれた。オロイ帯中の拡大は、古生界中部、上部、中生界下部と上部の間の傾斜不整合に見られる収縮を伴いながら、何度も繰り返された。オロイ帯の北に、狭いが非常に長い（1,250 km）南アニューイ（ス

ヴァトイノス-南アニュイ)帯が接している。沈降した西へのこの延長は、アジアとリャホフスキエ諸島を隔てるドミトリー・ラブテフ海峡まで追跡される。これをつくるのは、ジュラ系上部のオフィオライト、珪質-火山起源の層、ネオコム階のフリッシュとモラッセ-火山起源の層、そして白亜紀前期の花こう閃緑岩質の貫入岩である。オロイ帯で、ジュラ紀後期、大陸地殻に移動と割れ目の拡大を伴う断裂が起こり、大洋型地殻をもつ狭いトレンチ(チリマンはこれを南アニュイ・リフトと命名した)をつくるまでになり、その後、白亜紀始めの深い沈降があり、そして最後に、覆瓦状押しつぶせ断層の延長で切られた、逆転した複背斜が形成された。

古い、いくらか薄くなった大陸地殻上にできた、より北の褶曲帯は、古生界中部の陸源-炭酸塩堆積物と、はっきりとした傾斜不整合なしでこれを覆う、三畳系とジュラ系下部の厚い陸源層から成る。この層は、ジュラ紀中期に褶曲し、モザイク状の短軸褶曲-地塊構造をつくる、アニュイ・メガ複背斜、ほぼ東西の線状の褶曲が卓越するチュクチ・メガ複背斜、これらを隔てるチャウン複向斜に出現する。褶曲した中生代前期の劣地向斜層の上には、ジュラ系上部-ネオコム階のモラッセと火山(酸性、塩基性)起源の層——チャウン湾地方の大きなラウチュア表生盆地を埋める——が不整合に載る。中生代の層は、ジュラ紀中期-後期の花こう閃緑岩、白亜紀後期の花こう岩(造山時火山岩と同一マグマ)、白亜紀後期の優白質、アルカリ花こう岩と閃長岩、に貫かれている。

ノヴォシビルスク-チュクチ褶曲系の東部は、北を、東チュクチ中央マッシーフ——アラスカ西部のセワード・マッシーフは、この延長——で限られている。東チュクチ・マッシーフには、変形した(たぶん基盤からもぎ取られた)オルドビス系と石炭系下部の陸源-炭酸塩堆積物に一部覆われた、先カンブリア時代前期の変成した基盤が突き出ている。

中生代のノヴォシビルスク-チュクチ褶曲系は、東シベリア海の海底下を、西はノヴォシビルスク諸島まで延びて、ここで細くなり、尖滅しているのであろう。この諸島の構造は、十分には研究されていない。その南部、大リャホフスキエ島に、原生代の頁岩が、その南東海岸に、南アニュイ・オフィオライト帯の西端を明示する中生代の超塩基性岩が露出する。これより北、コテリヌイ島に、カンブリア系-石炭系下部の陸源-炭酸塩堆積物、従属的に二畳系-ネオコム階の塩基性火山岩を含む薄い陸源堆積物、が分布する。これはおそらく、ノヴォシビルスク・マッシーフの被覆層で、西で縮小するノヴォシビルスク-チュクチ地向斜系の延長上に白亜紀前期の半ばにつくられた、西北西方向の低角褶曲をしている。この構造は、これらの島々の東部で、ほぼ水平に堆積した白亜系下部の最上部と白亜系上部の石炭を含む火山起源の層、陸成の古第三系とにより、不整合に覆われる。島々の最西部に、強い収縮によってほぼ南北方向に線状に褶曲した、デボン系中部-石炭系下部の非常に厚い(7~8 kmまで)陸源の層——玄武岩層を含む——で埋まった、深い凹地がある。ここは、ヴェルホヤンスク-インディギルカ褶曲系の一分枝が延びて来ているのであろう。ノヴォシビルスク諸島の大きな北東部(ノヴォシビルスク・マッシーフ)は、たぶん、仮説の極北卓状地の南西端であらう。

極北卓状地(メタ卓状地?)の変形した南縁に、ウランゲル島も入り、ここでは、わずかに変成したリーフェイ紀の堆積-火山起源コンプレックスが、比較的薄い(1~1.5 km)古生界の炭酸塩-陸源堆積物に、また、後者は、島の南部で、三畳系上部の陸源堆積物に、それぞれ不整合に覆われる。これらの層は、覆瓦状衝上断層で擾乱されている。

上に特徴を示した、晩期キンメル(コルイマ)褶曲期、主としてジュラ紀後期-白亜紀前期の間につくられた構造は、ところどころで、上に重なった、ほとんどが新生代後期の変形で複雑になってはいるが、本質的には、今日までそのままである。新しい構造運動(第二造山運動)を通り抜けた、ヴェルホヤンスク-チュクチ地域の南部でこれに入るの、今、山脈になっている、緩い傾斜のドーム-地塊隆

起で、これは、中生代後期の構造の形を継承したか、復活させたものである。北の、この地域の沿海部と大陸棚部分では、広く平らな、ほぼアイソメトリックな隆起——ノヴォシビルスク、ウランゲル、デ・ロング（これに新第三紀の玄武岩の被覆層が入る）——、これに伴う、チュクチ、東シベリア、ラブテフ海底の大部分を占める陸向斜型海盆、この南に接する堆積平野が、新生代後期の主な構造の要素である。最も深い部分では、白亜系と新生界の厚さは、地球物理学のデータによると、3～4 kmに及ぶ。

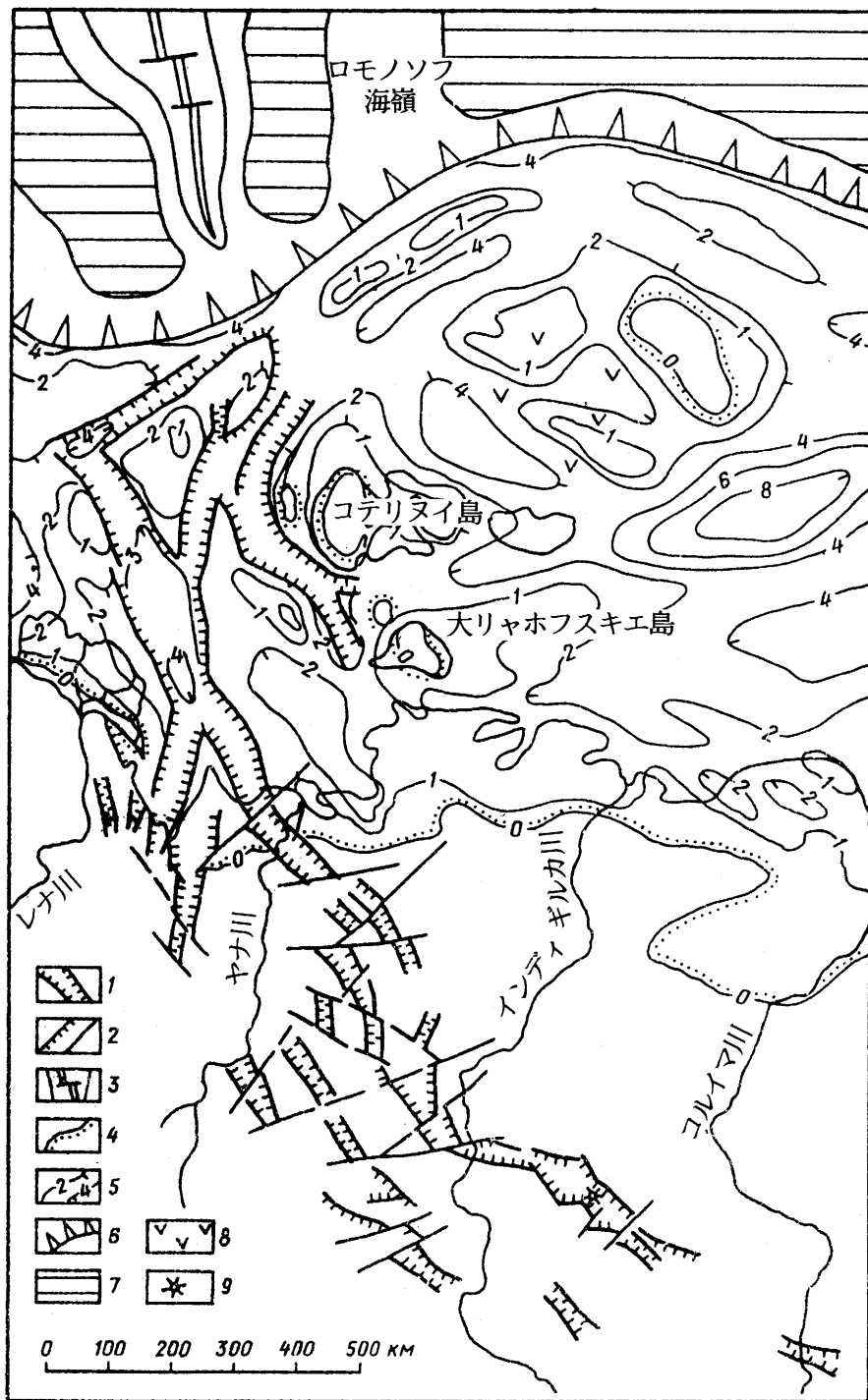
この地域の最新の構造に決定的な役割を果たしているのは、モマ（モマ-ラブテフ）大陸リフト系である(35図)。これは、南東に向かい縮小する北極海の大洋内リフト系の延長上にあり、ガツケリ・リフト海嶺と、それを囲むナンセン、アムンゼン深海盆となって現れる。モマ・リフト帯または系が存在する、という説は、60年代末、グラチェフによって唱えられ、ナイマルク、グセフらが発展させた。ラブテフ海の大陸棚の北緯78°以南に、新生代の堆積物に埋まり、膝状に曲がり、南で枝分かれする、長い地溝が出現する。その南の分枝は、レナ川とヤナ川のデルタの間で、アジア大陸に深く入り込んでいる。

これより南と南東に、別の、南東方向の新生代の地溝と地塁があり、ヴェルホヤンスク・メガ複背斜とポロウスヌイ地塁-複背斜の北部を横切り、また、中生代後期のモマ-セレンニャハ凹地に重なる。この凹地まで、最長の新生代の同名の地溝が追跡されるが、これには、新第三紀に噴出した、流紋岩の火山丘、更新世の玄武岩質火山がある。モマ-セレンニャハ、その他の地溝中の新第三紀-第四紀の堆積物は、割合に薄い、現在の地形に、はっきりと現れている。震源の応力のベクトルの方位決定によると、モマ・リフト系の断裂に沿って、断層（地溝の縁に沿う）、逆断層、右ずれ横断層による移動が起こっている。

**深部構造と地球物理学的場。** ヴェルホヤンスク-チュクチ地域の深部構造は、今のところ、ごくわずかしら研究されていない。それは、この地域で、深層地震探査がほとんど行われず、精密な地震観測と重力測定データの信頼し得る、詳しい記述をするには不十分なためである。地殻の厚さは、ヴェルホヤンスク-インディギルカ、アニューイ-チュクチ褶曲系の大部分で、40～45 km、中央マッシーフと沿岸低地で、いくらか薄い43 kmであるが、北極海の大陸棚では、35～30 kmまで、そして20 kmまでにさへ薄くなる。中央マッシーフで地表に、または地表近くに突出している、リーフェイ紀の基盤は、中生代褶曲系のいくつかの地帯で10～20 kmまで沈下する。ヴェルホヤンスク-チュクチ地域の岩石圏の厚さは、地熱のデータを考慮して、チェルマクによって100 kmと計算されている。すなわち、200 kmを越すシベリア卓状地に比べ、少なくとも、2～2.5分の1の薄さである。

ヴェルホヤンスク-インディギルカ、アニューイ-チュクチ褶曲系は、重力が小さく、ヴェルホヤンスク・メガ複背斜と地塁-背斜隆起——コルイマ中央マッシーフを取り巻く——で最小なのが特徴である。この後者と沿岸平野とは、大きな正の重力異常に特徴がある。地球磁場の性質は、いっぽうのヴェルホヤンスク-チュクチ、ノヴォシビルスク-チュクチ褶曲系の劣地向斜帯と、もういっぽうの中央マッシーフ——オホーツク、フロマ、コルイマ、オモロン、チュクチ——とオロイ、南アニューイ帯で、はっきりと異なる。前者は、コントラストの弱い、わずかに正、まれにわずかに負（南ヴェルホヤンスク複向斜）の磁場をもっていて、これは、この地帯をつくる非常に厚いリーフェイ紀-中生代の堆積層の中に磁性体がないことと、深く沈下した強磁性の基盤の影響が非常に弱まったこと、で説明される。これに反して、この基盤が地表に近い中央マッシーフでは、磁場は、もっぱらモザイク状（オモロン、オホーツク、チュクチの各マッシーフ）か線状（コルイマ・マッシーフ）異常をもち、コントラストが強い特徴がある。

このマッシーフの内側の凹地帯と一致する、馬蹄形の明瞭な磁場のマキシмум帯に囲まれた、水滴状の磁場のミニмум帯は、このマッシーフの中心のアラゼヤ隆起と一致している。それほど明瞭でない馬



35図 ラプテフ-モマ新生代リフト系の構造図  
 (アルゲモフ、イワノフらの資料により編成)

1 - 大陸と大陸棚底の地溝；2 - 細分しない断層と断裂；3 - 北極中部ガッケリ・リフト山脈；4 - 連続した新生代被覆層の分布の境界；5 - 大陸棚の堆積層の最下部の構造等高線；6 - 大陸斜面；7 - 亜大洋型地殻をもつ深海盆；8 - 新生代後期の玄武岩の被覆層；9 - 第四紀の玄武岩質火山

蹄形のマキシマム帯が、コルイマ・マッシーフの外側の地塁-複背斜帯と一致する。こうした磁場の形は、被覆層の中生代の構造にほとんど受け継がれた、基盤の内部構造の特性による、と考えられ、アラゼヤ隆起中に、南西方向の古生代の優地向斜帯がある、という考えと矛盾する。反対に、南アニュイ、オロイ帯の西北西方向の線状の磁気のマキシマムは、中生代と古生代の塩基性-超塩基性岩の貫入、初生貫入の影響による可能性がある。

ヴェルホヤンスク-チュクチ地域の熱流量は、平均してシベリア卓状地より数倍大きい。モマ・リフト地帯の地溝——これを囲むチェルスコイ、モマ、その他の山脈の最新の隆起と共に——とオホーツク中央マッシーフは、熱流量が最大—— $100 \text{ mW/m}^2$  まで——なのが特徴である。ヴェルホヤンスク-インディギルカ、アニュイ-チュクチ帯で、熱流量は $60\sim 70 \text{ mW/m}^2$ 、コルイマ-オモロン中央マッシーフ (s.l.) で、わずかに $45\sim 50 \text{ mW/m}^2$  である。

モマ-ラプテフ・リフト系は、地震活動が最も活発である。その大陸部分は、震度8のいくつかの地帯と、震度9の個々の地区、また大陸棚上では、震度7の地帯、に分けられる。ヴェルホヤンスク-インディギルカ褶曲系の大部分は、震度6、南ヴェルホヤンスク、オホーツク・マッシーフは、震度7の地帯に入る。コルイマ-オモロン・マッシーフとアニュイ-チュクチ系の大部分は、震度5の地帯になる。

## 層 位 学

**始生界.** 深い所で変成作用を受けた、ヴェルホヤンスク-チュクチ地域の始生界の基盤が、オホーツク、オモロン、東チュクチ中央マッシーフに露出する。オホーツク・マッシーフには、角閃石片麻岩——これは黒雲母、黒雲母-角閃石、ざくろ石-黒雲母片麻岩、角閃石、複輝石-角閃石結晶片岩、大理石、カルシファイア、珪岩と互層する——が出る。始生界のアルダン・コンプレックスに対比されるこれらの岩石は、始生代にグラニュライト相の変成作用を受け、片麻岩状花こう岩、花こう岩、超塩基性岩、斑れい岩質岩体で満たされた。

オモロン・マッシーフでは、断面の最下部に、メタ塩基性岩-超塩基性岩コンプレックス (0.6 km 以上) ——従属的に黒雲母-ざくろ石片麻岩を含む複輝石-角閃石片麻岩である——と、従属的に角閃石片麻岩と複輝石-角閃石片麻岩を含む黒雲母-ざくろ石片麻岩、石英片麻岩と磁鉄鉱珪岩の火山起源-堆積コンプレックス (1 km) が出現する。このコンプレックスが変成した年代は、始生界の典型的な「灰色片麻岩」と比較される成分によると、34億年である。この上に、緑色岩帯のものに近い、角閃石片麻岩、白雲母珪岩と単鉱質珪岩のメタ塩基性岩-珪質コンプレックス (1 km) が載る。オモロン・マッシーフの始生界の断面は、全体として、灰色片麻岩-緑色岩地域の断面を思わせる。

東チュクチ・マッシーフで、いくらか条件付きで始生界に入れられるのは、大理石、珪岩、ざくろ石片岩と高アルミナ片岩の挟みがある、輝石-角閃石片岩、黒雲母片麻岩、花こう片麻岩コンプレックス (6 km 以上) である。

**原生界下部.** 原生界下部に入るのは、コルイマ・マッシーフのリーフェイ紀以前の層、それとおそらく、東チュクチ・マッシーフのいくつかの変成岩で、この基盤については、リーフェイ紀以前 (15.7~16.8億年) であることを示す放射性同位体による年代測定がある。コルイマ・マッシーフの東部、沿コルイマ隆起中の原生界下部の断面の最下部に、超塩基性岩-塩基性岩コンプレックス (ざくろ石角閃岩、角閃片岩、蛇紋岩化した角閃岩の小岩体) が、はっきりと認められる。これは、厚さが1 km 以上の堆積-火山起源コンプレックス (角閃石-ざくろ石、角閃石-ざくろ石-複雲母、石英-白雲母片岩

および珪岩の互層)に覆われる。これらのコンプレックスの変成作用の絶対年代は、19~20億年である。この上に、基底礫岩、石英-複雲母、角閃石-緑泥石片岩、珪岩、石英-絹雲母片岩——変成した火山底流紋岩の層間、交差岩体を含む——の変成作用のより弱かつた陸源コンプレックス(1.7 km)が不整合に載る。このコンプレックスの年代は、15.5億年以上である。

このマッシーフの西部、ボロウスヌイ地塁-複背斜のウヤディナ地塊に、沿コルイマ隆起の二つの下部コンプレックスに似たものが、露出する。沿コルイマ隆起でのように、これは、リーフェイ系中部の非変成堆積物によって、不整合に覆われている。このマッシーフの中心部、アラゼヤ隆起のクイラフ突出部に、トーナル岩と斜長花こう岩に貫かれた、珪岩質片岩、メタ塩基性岩が露出する。これらは、中央マッシーフ(アラスカのセワード・マッシーフを除く)の先カンブリア時代の基盤には珍しい、らん閃石-片岩相の変成作用を受け、古生界中部に不整合に覆われる。マッシーフの西部と東部の堆積-火山起源コンプレックスと対比される。コンプレックスの年代は、19~21.5億年である。

オロイ帯には、仮に原生界下部に入れる雲母-石英、ざくろ石-黒雲母-石英、緑簾石-石英-陽起石片岩、珪岩、大理石が露出する。大リャホフスキエ島には、原生界下部(?)の角閃岩相の変成作用を受けた結晶片岩が知られている。

**原生界上部。** 変成した先カンブリア界下部の基盤に不整合に載る。原生界上部の堆積物は、ヴェルホヤンスク・メガ複背斜南西の周縁地帯、オホーツク、コルイマ、オモロン・マッシーフに出現していて、おそらく、これより新しい岩石の被覆層の下に広く分布しているのであろう。これは、古期卓状地の卓状地プレートオーラコゲン、オーラコ地向斜凹地に特有な、陸源-炭酸塩層、一部凝灰岩、火山起源の層である。

オホーツク・マッシーフでは、断面は礫岩の層で始まる。この上に、リーフェイ系中部、上部のリズミカルな構造の三つの層——陸源堆積物(珪岩状砂岩、シルト岩、頁岩)で始まり、ストロマトライトを含む浅海性の石灰岩とドロマイトで終わり、全部の厚さが1~1.5 km——が続く。上に、リズミカルな構造のユドマ陸源-炭酸塩層(0.4 km)が載る。オモロン・マッシーフの原生界上部(1 kmまで)は、よく似た断面に特徴がある。コルイマ・マッシーフの東部(沿コルイマ隆起)と西部(ウヤンディナ地塊)では、リーフェイ系中部-上部の断面中の炭酸塩岩の割合が増大し、厚さは2.5~3 kmに及ぶ。

南ヴェルホヤンスク・マッシーフのユドマ-マイスク隆起の周縁に、厚さ7~8 kmまでのリーフェイ系下部、中部、上部層がある。ここでは、陸源の層(砂-シルト質)、石炭を産する層と共に、断面で本質的な役を果たしているのは、頁岩(シプントによると、熱水変質と浅成変質を受けた、アルカリ-塩基性、珪質-アルカリ性の火山碎屑物が再堆積してできたもの)で、リーフェイ系上部では、それと塩基性溶岩、火山底岩体である。リーフェイ系下部は、細かく分散した炭素を含む物質の量が増加するのが特徴である。リーフェイ系の下部層は、緑色片岩相の変成作用を受け、上部層は、深層の後成作用を受けて変成した。不整合に載るユドマ層(0.5 km)は、基本的にドロマイトである。リーフェイ系の断面に凝灰岩起源の物質が存在することは、ヴェルホヤンスク・メガ複背斜の北西——ツオラーシスキ隆起——にも認められる。リーフェイ系のオーラコゲンまたはオーラコ地向斜型の厚い火山起源-堆積層は、ヴェルホヤンスク-チュクチ地域の他のいくつかの褶曲帯にも、存在の可能性がある。ヴェルホヤンスク-チュクチ地域の北縁、ウランゲル島に、緑簾石-角閃石相と緑色片岩相の変成作用を受けた片岩が露出するが、これは、その acritarchs と微小植物蛋白石によって、リーフェイ系下部-中部に入れられていて、侵食作用を受け、わずかに変成した火山起源-陸源のヴェンド層に覆われた基底礫岩をもつ。

**古生界下部-中部。** カンブリア、オールドビス、シルル、デボン紀の層と石炭系の最下部の層は、これ

らの下に広がるユドマ層と共に、ヴェルホヤンスク-チュクチ地域に広く分布する、大規模なコンプレックスを形成する。その中で重要な役を演じているのは、炭酸塩(一般に浅海性)石灰岩、ドロマイト、マール、それと、はっきりと従属的な陸源、珪質堆積物で、シベリア卓状地の古生界下部、中部の堆積物に近いが、厚さが非常に厚いのが特徴である。ある地帯では、古生界下部に、また、デボン系中部と上部にも、さまざまな成分の火山起源の層があり、場所によっては、大きな役割を占めてきている。ある地帯の古生界下部-中部の断面は連続的であるが、他の地帯では二つの重コンプレックス——カンブリア(またはヴェンド)-シルル-デボン系下部重コンプレックスと、デボン系中部-石炭系下部海進堆積重コンプレックス——に分かれる。古生界下部と中部は、ヴェルホヤンスク・メガ複背斜の周縁隆起、コルイマ・マッシーフの周縁地帯の地塁-複背斜隆起と中央地帯に、オモロン・マッシーフ、オロイ帯、チュクチ・メガ複背斜、東チュクチ・マッシーフ、それとウランゲル島、ノヴォシビルスク諸島にも露出する。

南ヴェルホヤンスクのセッテ-ダバン周縁隆起で、ユドマ・ドロマイトは、カンブリア系(4~4.5 km まで)、オールドビス系(4 km まで)、シルル系(1 km まで)とデボン系下部(0.4 km まで)のすべての統の、本質的な炭酸塩堆積物(石灰岩、まれに砂質石灰岩、石灰質頁岩、頁岩)に整合に覆われる。シルル系上部には、炭酸塩角礫岩があるが、デボン系下部には、ときとして、ないことがある。

海進で堆積したデボン系中部(ジヴェー)-ツルネ重コンプレックス(2~2.5 km)は、ここでは主に石灰岩とドロマイトから成るが、デボン系中部、上部には、サブアルカリ玄武岩の厚い被覆層があり、その岩脈と、炭酸塩岩を含む中央型のアルカリ-超塩基性貫入岩が、古生界下部-中部の堆積物を貫いている。こうした事実から、古生代中期のセッテ-ダバン帯の発達様式をリフト起源と見なすことができる(レヴァシェフ)。ヴェルホヤンスク・メガ複背斜の北西縁の古生界下部-中部は、断面が同じタイプなのが特徴で、ここでは、粗面玄武岩がカンブリア系の下部とデボン系上部にある。

コルイマ・マッシーフの周縁帯の隆起中に、カンブリア系はない(あるいは露出ししない)が、オールドビス系とシルル系は、動物起源(ときに植物起源)の石灰岩とドロマイト、まれに泥質、砂質の石灰岩、筆石類を含む頁岩の厚い(それぞれ、3~5 km までと1~2 km まで)層である。いくつかの地帯に、陸源-炭酸塩のフリッシュ様の層と、さらに、粗面玄武岩質凝灰岩と溶岩(アルガタス山脈)がある。デボン-ツルネ重コンプレックス(2~4 km)も、主として石灰岩、泥質石灰岩、ドロマイトであるが、ある地帯では、デボン系中部-上部の断面中に、酸性の凝灰岩、アルカリ玄武岩の被覆層(ウヴァズキンスカヤ帯、沿コルイマ隆起)もある。マッシーフの中央、アラゼヤ隆起では、原生界下部コンプレックスの上に、石炭紀前期のグレイワッケ(頁岩と砂岩)、珪質頁岩、玄武岩のケンケリディンスカヤ層(0.6 km)が、不整合に載る。

オモロン・マッシーフの先カンブリア界または古生界下部の上に、厚い(2~4 km)陸源-火山源のケドン統が不整合に重なる。これは、デボン系下部の陸源-凝灰岩起源の堆積物で始まるか、直接、火山起源の層——デボン系中部、上部、一部石炭系下部に当たる——で始まるか、である。後者は、粗面玄武岩質、粗面安山岩質、安山岩質の溶岩と凝灰岩、それと全容積の半ば以上を占める、粗面流紋岩質、流紋岩質溶岩と凝灰岩から成る。火山岩は、陸成層や浅水-海成堆積物(礫岩、砂岩、石灰の挟みとレンズ)と交代したり、ある広がりて接したり、場所によって石炭系下部の炭酸塩層に覆われたりする。

オロイ帯の一連の地塊中に、原生界の変成した基盤に不整合に載る、デボン系中部-上部と石炭系下部の堆積-火山起源の層(2 km まで)——組成のさまざまな溶岩、凝灰岩(玄武岩、安山岩、粗面安山岩、石英安山岩、流紋岩)、ジャスパー、フリント、砂岩、シルト岩、頁岩、石灰岩から成る——が露

出する。

東チュクチ・マッシーフの結晶質の基盤上に、オールドビス系とシルル系の動物起源の石灰岩層 (1.5 km) が堆積し、これは、デボン系の頁岩-炭酸塩層 (1.5 km) と石炭系下部の石灰岩-頁岩-砂岩層 (1.3 km) に覆われる。チュクチ・メガ複背斜には、全部の厚さが4.5 km までの、珪質頁岩、石灰岩、ドロマイトの挟みをもつ頁岩、シルト岩、砂岩である、デボン系と石炭系下部の堆積物が出現する。ウランゲル島のヴェンド層の上に、カンブリア系下部の千枚岩、珪岩層——シルル系-デボン系下部の陸源堆積物、デボン系上部-石炭系下部の陸源-炭酸塩堆積物におおわれる——が載る。これらの全体の厚さは、1~1.5 km である。ノヴォシビルスク諸島の石炭系下部-中部は、より厚い (4~5 km) 陸源-炭酸塩堆積物である。カンブリア系-オールドビス系下部は、砂-泥岩層、オールドビス系上部-デボン系中部は、石灰岩-ドロマイト層、デボン系上部は、赤色陸源層、石炭系下部は、炭酸塩-陸源層、から成る。この諸島の最西部で、デボン系中部-石炭系下部の厚さは、8 km まで増大し、断面は、完全に陸上起源(玄武岩層を含む)の性格をもつ。ノヴォシビルスク-チュクチ系の古生界下部-中部は、全体として、陸成層が大きな割合を占めているのが特徴である。

**古生界上部と中生界下部。** 石炭系下部の上の部分、石炭系中部、上部、二畳系、三畳系、ジュラ系下部、中部の堆積物は、ヴェルホヤンスク-チュクチ地域では、一つの厚い、完全な陸源コンプレックスをつくり、最も典型的にはヴェルホヤンスク-インディギルカ系に見られ、ここでは、ヘラスコフにより、ヴェルホヤンスク統と名づけて区別された。チリマンの区分した陸源のアニユイ統は、ノヴォシビルスク-チュクチ系の上部、ジュラ系下部、中部と、層位学的に同じものであり、コルイマ-オモロン・マッシーフでは、火山-陸源層コンプレックスがこれに当たる。

ヴェルホヤンスク統は、まれに小さなヒアタスをおいて、古生界中部の堆積物に整合に重なるが、中央マッシーフでは、これに相当する層が、より古いさまざまな層準に不整合に載る可能性がある。整合関係の場合、根拠は、ツルネ階とビゼー階の境界、またはビゼー階の中で、炭酸塩堆積物と陸源堆積物が交代することにある。ヴェルホヤンスク統の堆積物は、泥岩、シルト岩、砂岩がさまざまに組み合わせられたもの(不規則循環、多回循環型)である。その交代は、しばしば、リズミカルなフリッシュ様、ときには典型的なフリッシュの性格をもつ(たとえば、イニヤリ-デビン凹地のジュラ系)。これは主に、斧足類、アンモナイト類、有孔虫、放散虫、の化石を含む浅水-海成の灰色と褐色の堆積物であるが、まれに、比較的深海の堆積物で、また、石炭を含む沿岸-大陸性の堆積物である(特に、西ヴェルホヤンスクの石炭系、二畳系)。ヴェルホヤンスク・メガ複背斜の断面の二畳系の部分には、“浮遊した”、平たい礫と巨礫——たぶん溶けた氷山から投げ出されたもの——を含む、氷舌の粘土質堆積物の層が見られる。いくつかの地帯では、ある層準(ビゼー統、二畳系上部など)に、オリストストロームが分布する。

大体はシベリア卓状地から、また一部はヴェルホヤンスク-チュクチ地域内の隆起マッシーフから入った陸源物質と共に、削剥源から遠い地帯の石炭系の断面に、粘土-珪質堆積物(リディア石、放散虫岩)がある。ヴェルホヤンスク・メガ複背斜の西部の三畳系下部に、個々の玄武岩の被覆層、輝緑岩のシル、岩脈、それと凝灰岩の被覆層——シベリア卓状地のトラップ火成活動の“名残り”——がある。オホーツク・マッシーフに、石炭系上部-二畳系下部の中性と酸性の凝灰岩、インディギルカ-コルイマ複背斜に、ジュラ系下部-中部のかんらん石玄武岩の被覆層がある。ヴェルホヤンスク統全体の厚さは10~15 km に及ぶ。石炭系と二畳系の厚さは、ヴェルホヤンスク・メガ複背斜で6~8 km、ヤナ-インディギルカ・メガ複背斜で4~5 km 以下、オホーツク・マッシーフで2~2.5 km である。三畳系-ジュラ系中部の厚さは、反対に、ヴェルホヤンスク帯では、たぶんあまり厚くない(1~2 km 以下)が、ヤナ-インディギルカ帯では、6~10 km まで、イニヤリ-デビン凹地で、10~12 km にまで



も増大する（断面のジュラ系の部分で）。オホーツク・マッシーフの三畳紀-ジュラ紀の堆積物は、発達が局地的で、薄い。

ノヴォシビルスク-チュクチ系に、石炭系中部-上部はなく、薄い二畳系の陸源堆積物が、コテリヌイ島とウランゲル島でだけ、知られている。アニューイ、チュクチ帯の海進で堆積した、三畳系とジュラ系下部は、アニューイ統の本質的に陸源の砂-シルト、粘土の海成堆積物で、厚さは4~5 kmまで。断面で従属的な意味をもつのは、珪質と凝灰岩起源-珪質の岩石の挟みとパッチであるが、ウランゲル島とコテリヌイ島の三畳系下部に、陸源の薄い三畳系（コテリヌイ島の基盤中の玄武岩を含む）がある。

コライマ-オモロン・マッシーフ (s.l.) では、古生界上部と中生界下部は、どこにも発達するのではなく、全部の厚さが2~3 kmの断面が不完全（特に、三畳系下部、中部が欠落）なのが特徴で、陸源堆積物に珪質、炭酸塩堆積物が加わり、火山層の割合が大きくなる。アラゼヤ隆起中では、石炭系中部、上部は、砂-粘土質の岩石と凝灰質砂岩、凝灰岩の互層、玄武岩の被覆層とシル（1 kmまで）で、二畳系は、薄い砂-粘土質堆積物、三畳系上部とジュラ系は、砂岩、礫岩と安山岩-玄武岩の凝灰岩との互層（2 kmまで）である。コライマ・マッシーフの外側地帯で最も厚い（1.5 kmまで）古生界上部の層は、陸源、炭酸塩岩と厚い玄武岩の被覆層の互層で、沿コライマ隆起上にある。

オモロン・マッシーフの石炭系、二畳系、三畳系、ライアス統、ドッガー統は、陸源堆積物と珪質、炭酸塩堆積物の互層で、場所により、ライアス統に、玄武岩と粗面玄武岩の溶岩、凝灰岩がある。オロイ帯には、さらに厚い（4~5 kmまで）、同じ時代の陸源-炭酸塩-凝灰岩起源の層が分布し、その北部、大アニューイ川の谷に、超塩基性岩マッシーフが露出するが、これは、輝緑岩、スピライト、ケラトファイアー、それらの凝灰岩、さらに、石炭系中部、上部のファウナを含む石灰岩の挟みをもつ、珪質、陸源の岩石層に覆われている。これから、古生代後期(?)のオフィオライト岩類が存在した、と言える。

ヴェルホヤンスク-チュクチ地域の大部分で、ジュラ系上部と白亜系下部は、モラッセ、まれに火山活動で示される造山コンプレックスであるが、そのある地帯では、晩期地向斜型とリフト型の凹地を埋めている。前ヴェルホヤンスク周縁凹地で、ジュラ系上部の一部海成(北部)の砂-粘土質の夾炭層(1 km)が、凹地の内側地帯で礫岩の挟みをもつモラッセ型の石炭を含む砂-シルトの白亜系下部の堆積物(3~4 kmまで)と整合関係で交代する。その陸源物質は、シベリア卓状地とヴェルホヤンスク褶曲系から運び込まれた。凹地の中央部分に、白亜系上部の礫岩とカオリン砂、粘土の挟みがある、ルーズな砂岩層(0.5~1 kmまで)が残された。ジュラ系上部のフリッシュ様、フリッシュ型の陸源の海成堆積物(3 kmまで)で、ヴェルホヤンスク-インディギルカ劣地向斜系の最も内側地帯のイニヤリ-デビン、オリジョイ凹地の断面が終わる。

コライマ・マッシーフの外側地帯のイニヤリ-デビン凹地から北東に、ジュラ紀中期末、リフト起源のイリン-タス表生凹地の形成が始まった。その中のバス階とカローブ階は、石灰岩の挟みをもつ礫岩層(1 kmまで)、オックスフォード-キンメリッジ階は、かんらん石玄武岩層、それと安山岩質、流紋岩質の溶岩と火山碎屑岩層(1~1.5 km)、ヴォルガ階は、厚い陸源のフリッシュ様の層(5 kmまで)である。この上に、侵食を挟んで厚い石炭層を含む、白亜系下部の砂岩-シルト岩の湖成層——モマ-セレンニャハ、ズイリヤンスキ山間凹地を埋めている——が堆積する。コライマ・マッシーフの中央部、アラゼヤ隆起で、ジュラ系上部は陸源堆積物と凝灰岩起源の堆積物であるが、古生界と中生界のさまざまな層準に不整合に重なる、白亜系下部の上層部と白亜系上部は、礫質のモラッセで、厚い(1 kmまで)粗面安山岩-玄武岩、石英安山岩、粗面流紋岩質の陸上噴火の溶岩、火山碎屑岩層、火山底岩体に覆われる。この断面は、白亜系上部の上層部の粗面玄武岩の被覆層で終わる。

白亜紀の厚い陸上火山の層は、オホーツク・マッシーフの大部分をも覆っている。その厚い下部（1～1.5 km）は、石英安山岩と粗面流紋岩から成り、オーブ階——白亜系上部の最下層——に、またこの上部（安山岩 - 玄武岩）は、白亜系上部に入る。同じ時代の火山岩は、さらに、沿オモロン凹地中に、ほぼ南北の地帯をつくる。沿オモロン凹地とオホーツク、コルイマ・マッシーフの新しい火山層は、オホーツク - チュクチ帯の陸上噴火の火山岩に対比され、少なくとも一部は、その“付属物”である（か最初はそうだった）。

ノヴォシビルスク - チュクチ系の南縁に沿って、ジュラ紀後期の拡大する環境の中で、南アニュー表生凹地が生まれた。この中に、スピライト、曹長石化作用を受けた輝緑岩、ケラトファイアー、それらの凝灰岩、珪質と陸源の岩石層（1 km まで）が堆積し、ところどころで超塩基性岩の初生貫入岩体に貫かれている。この上に、塩基性と酸性の火山岩の挟みがある陸源、フリッシュ様のオリストストローム層、さらにその上に、ネオコム期の礫質モラッセ層（2 km 以上）が載る。これより南、オロイ帯には、ジュラ系上部の凝灰岩 - 陸源堆積物が分布し、白亜系下部の塩基性、酸性火山岩に覆われる。

ノヴォシビルスク - チュクチ系の中央部、チャウン湾地方で、三畳系とジュラ系下部の堆積物は、ジュラ系上部 - ネオコム階の礫岩、砂岩、それに安山岩と流紋岩の凝灰岩と溶岩流——ラウチュア表生盆地を埋める——に不整合に覆われる。

**新生代の陸成層**は、先カンブリア界、古生界、中生界の種々の層準に不整合に載り、レナ、コルイマ河口間の沿岸平野に広く分布する。コルイマ下流凹地のボーリングで、厚さ0.5 km 以上の古第三系と新第三系の陸源堆積物が得られた。その断面中に、風化殻とダニアン階 - 暁新統の夾炭湖成層、始新統上部の粘土層、漸新統のシルト - 砂層、中新統下部の夾炭湖成層、中新統上部と鮮新統の砂 - シルト - 礫層が見られる。石炭の挟みがある厚さ数100 m の古第三系と新第三系の陸源堆積物は、ノヴォシビルスク諸島の東部と北極海の大陸棚を覆う。テ・ロング諸島地方には、新第三紀の玄武岩の広大な被覆層が分布する。新生代の堆積物は、ラブテフ - モマ系の北西部、ラブテフ海の大陸棚で、その厚さが増大するのが特徴である。その南東（大陸）部、モマ - セレンニャハ、その他の地溝に、漸新統 - 中新統中部の湖成層があり、中新統上部、鮮新統、第四系の礫質の沖積層—山麓の沖積層に覆われる（数100m）。

長く、寒冷な冬がある、はっきりした大陸性の乾燥した気候のもとで、ヴェルホヤンスク - チュクチ地域は、大きな川の谷を除いて、第四紀には、永久凍土層の発達する地帯となった。いっぽう、第四紀の氷河作用は、山脈（ヴェルホヤンスク、チェルスコエなど）と高地だけを覆った。沿岸平野には、第四系の沖積層、湖成層、風成層（分水嶺上）が堆積した。その中で大きな役割を果たしているのは、セメント、氷の挟み、層理を切る氷の楔の形で存在する、氷である。

## 主な発達段階

ヴェルホヤンスク - チュクチ地域の地史は、断片的には始生代から、より正確には、リーフェイ紀から、徹底した研究を行うことができる。オホーツク・マッシーフの始生代の岩石の性質で見ると、その南西部は、シベリア卓状地の北東部同様、グラニュライト片麻岩型の最も深い所で変成作用を受けた層の発達する地域で、その北東部には、オモロン・マッシーフ中の始生界の露頭から見ると、灰色片麻岩 - 緑色岩型の地域があった。これらの地域の一次的な関係は、明らかでない。それは、現在のコルイマ・マッシーフとほぼ一致する、変成した原生界下部の火山起源（塩基性、超塩基性）、陸源の層の発達する広い地帯が、上の二つの地域を隔てているからである。おそらく、この地帯は、始生代の基盤の地塊の分裂と分離の結果、優黒質の基盤上に生じたと思われる、原生代前期の前優地向斜地域だろう。

その発達、だいたい、原生代前期に、収縮による変形、角閃岩、緑簾石角閃岩、またはらん閃石相の変成作用(アラゼヤ隆起で)、斜長花こう岩とトーナライトの小岩体の形成で終わりを告げた。しかし、広域的な花こう岩化作用は、原生代前期のコルイマ褶曲地域では起こらず、この中に形成された大陸地殻は、完全な成長をとげなかった。これが、コルイマ・マッシーフのその後の特異な発達を決定づけたのである。

原生代後期、古生代前期、中期に、ヴェルホヤンスク-コルイマ地域の構造発達の性質はシベリア卓状地に近いが、変動がより大きいこと、運動の分化、火山活動の出現の割合、が違っていた。この違いは、リーフェイ紀にはあまり大きくなかったが、古生代前期、中期の間にしだいに大きくなった。こうしたことから、上述の時代のヴェルホヤンスク-コルイマ地域を、変動卓状地またはメタ卓状地と見なすことができる。原生界上部堆積物の露頭が限定されている、と考えられるかぎり、ヴェルホヤンスク-コルイマ地域の多くの地帯で、シベリア卓状地のように、リーフェイ紀前期、中期に地溝の形成(または復活)があり、これはオーラコゲンに近いが、より深く、最後に劣地向斜凹地になり、その発達は中生代の褶曲で終わった。この特性は、上の凹地をオーラコ地向斜凹地と見なす根拠となっている。

このような凹地は、リーフェイ紀に、とくに現在のヴェルホヤンスク・メガ複背斜の南東部(ユドマ-マイスク凹地)、その北西部、それとその他のいくつかの地帯に生まれ、発達した。それと共に、ヴェルホヤンスク-コルイマ地域の広い地方が、わずかな、あまり差のない沈降を行い(オホーツク・マッシーフと、オモロン、コルイマ・マッシーフのある部分、など)、また、いくつかのその他の地方は、わずかに、または中程度に隆起した。ヴェルホヤンスク-コルイマ地域のバイカル褶曲期は、ヴェンド・コンプレックス、または古生界の基盤のわずかな不整合、隆起、ヒアタスとなって現れるだけである。ヴェンド期、古生代前期、中期の初めに、沈降はしだいに全ヴェルホヤンスク-チュクチ地域に広がり、その大部分に、浅水-海成の炭酸塩堆積物、炭酸塩-陸源堆積物が堆積した。中央マッシーフ(オホーツク-オモロン、コルイマ)の内側部分は、比較的小さな沈降を行った。厚い(8 km まで)、一部でフリッシュの堆積する、最も深い沈降は、リーフェイ紀から受け継いだ、オーラコ地向斜凹地中、その後のヴェルホヤンスク・メガ複背斜の南東部(セッテ-ダバン)、コルイマ・マッシーフの外側地帯の西と南西部、にあった。オーラコ地向斜帯のいくつかの場所に、散発的に粗面玄武岩の噴火があった(ヴェルホヤンスク帯北西部でヴェンド期-カンブリア紀前期に、モマ-タスハヤフタフ帯のアルガタス垂帯でオルドビス紀、シルル紀に)。

デボン紀前期-中期初めの短期で、場所が限られた隆起の後、ジヴェト期に、古生代前期同様、さまざま規模の沈降が起こり、おそらく、その最も激しいものは、その他のいくつかのオーラコ地向斜凹地にもあった。この地帯の多くの場所で、ジヴェト期とデボン紀後期に、これに伴って拡大とサブアルカリ玄武岩の流出(ヴェルホヤンスク帯南東部、北西部、モマ-タスハヤフタフ帯のヤサチナヤ地区)があり、また、コルイマ・マッシーフの中央部には、石炭紀前期に玄武岩の噴火があった。

デボン紀にヴェルホヤンスク-チュクチ地域の南東部に起きた、塩基性、中性、酸性の火山岩の最も激しい噴火を、ある研究者は、大陸周縁の火山帯——南東で環太平洋地向斜帯の一分枝と接する——の存在による、とする。しかし、それが存在したとしても、横方向には、きわめて性質の異なるものであった。すなわち、オモロン・マッシーフ中には、本質的な酸性の溶岩、凝灰岩、イグニブライトの陸上噴火と、これらと同じマグマの貫入岩の貫入が起こり、これより北には、北西方向のオロイ優地向斜凹地(太平洋変動帯の舌状部?)が生まれ、その中で、水面下に、陸源、珪質の岩石と、ほとんど塩基性と中性の火山起源の岩石の厚い層が堆積した。ある研究者の意見によると、この凹地は、西はコルイマ・マッシーフの中央部、アラゼヤ隆起地方まで続いていた。

石炭紀前期の半ばに、オーラコ地向斜凹地の沈降は、その激しさを増し、凹地は拡大して、ひと続きになり、南東で二つに枝分かれする、広くて深いヴェルホヤンスク-インディギルカ劣地向斜凹地になった。三疊紀に、同じようなノヴォシビルスク-チュクチ・メガ凹地が、この地域の北部にできる。本質的な海成炭酸塩堆積物の陸源堆積物——ヴェルホヤンスク-インディギルカ劣地向斜凹地系で、ビゼー一世からジュラ紀中期、あるいは後期まで、ノヴォシビルスク-チュクチ系で、三疊紀から堆積した——との交代は、いくつかの要因の影響による。すなわち、第一に、シベリア卓状地、そしておそらく、極北卓状地——これらの劣地向斜のための陸源物質の主な供給源となった——の隆起が強まったこと、第二に、古生代後期の初め、地球の北極は、太平洋地域からアジア北東部に移り、このため、ヴェルホヤンスク-チュクチ地域は、熱帯から温帯に、また時として、北半球の寒冷な気候帯になり、これが炭酸塩の堆積作用をほぼ完全に停止させたのである。火山層は、劣地向斜凹地を埋める上で、わずかな、偶発的な役を果たして、本質的には、シベリア卓状地の三疊紀前期のトラップ火成活動を反映したものであった。

劣地向斜凹地と共に、古生代後期には、オロイ優地向斜凹地の発達が続いた。その北部に、古生代後期の初め、大洋型地殻をもつ地帯が生まれ、その中の斑れい岩-かんらん岩の基盤の上に、石炭紀中期-後期の塩基性溶岩、珪質と陸源の岩石コンプレックスが堆積した。地向斜凹地を隔てる中央マッシューフは、古生代後期と中生代前期に隆起したか、あるいは中程度の沈下を行い、火山-陸源層（オホーツク・マッシューフ、コライマ・マッシューフの内側部分）、または炭酸塩-陸源層（オモロン・マッシューフ）の被覆層に覆われた。

古生代後期-中生代の特殊な地向斜期の第一段階で、石炭紀と二疊紀に、ヴェルホヤンスク-インディギルカ地向斜メガ凹地の南西部——今のヴェルホヤンスク・メガ複背斜と南ヴェルホヤンスク複背斜に当たる——は、最も激しく沈降した。三疊紀に、この地帯の沈下は弱くなり、ジュラ紀に、ヴェルホヤンスク地背斜隆起が、はっきりと姿を見せ始める。三疊紀に、最大の沈降軸は北東——現在のヤナ-インディギルカ、インディギルカ-コライマ・メガ複向斜側——に、またジュラ紀には、イニヤリ-デビン凹地に、移り、コライマ・マッシューフの縁のすぐ近くになった。はっきりとオロイ優地向斜凹地とノヴォシビルスク-チュクチ劣地向斜系に、それほどはっきりとでなく、ヴェルホヤンスク-インディギルカ系に現れる、ジュラ紀中期の最初の収縮相の後、ジュラ紀中期末-ジュラ紀後期の初めに、水平方向の伸長が再び強まり、二つの長い西北西方向のリフト様凹地（別の意見では、発達が中断した後優地向斜凹地）——イニヤリ-タス（コライマ・マッシューフの南西の周縁帯中）、南アニューイ（オロイ帯とノヴォシビルスク-チュクチ系の境）——を形成した。ジュラ紀後期に、この中に、塩基性と酸性の火山岩の激しい噴火が起こったが、その後、フリッシュ様の層、オリストストローム、フリッシュが堆積した。

白亜紀前期にヴェルホヤンスク-コライマ地域は、水平方向の収縮による変形がしだいに大きくなり、最後には現在の褶曲構造を形成し、一貫して閃緑岩、花こう閃緑岩、花こう岩、最後には優白花こう岩質のマグマの貫入を受けた。最古の閃緑岩質貫入岩の形成は、ジュラ紀後期にすでに始まり、花こう岩質と花こう岩の最大のバソリスは、白亜紀前期に形成されたが、優白花こう岩マッシューフの形成は、白亜紀後期に引き継がれた。これらの岩体の多くは、コライマ・マッシューフの南西縁と北西縁に沿って、南ヴェルホヤンスク、オロイ、アニューイ、チュクチ帯、オホーツク、オモロン、北チュクチ・マッシューフに貫入した。

ジュラ紀末と白亜紀前期の造山期に、ヴェルホヤンスク・メガ複背斜が生まれたが、これは隆起して侵食され、その南西に接する前ヴェルホヤンスク周縁凹地とアルダン単斜の東部の上に押しかぶせた。

その北東に、低角褶曲のヤナ-インディギルカ・メガ複背斜——その北東端で、深く、強く収縮したイニヤリ-デビン複向斜によって複雑になっている——がつくられた。古生代と中生代の変形作用を受けたコルイマ・マッシーフの周縁帯の中に、地塁-背斜隆起系ができた。イリン-タス・リフト様凹地は、その中軸地帯に、反対に隆起を生じた結果、二つの内陸凹地——モマ-セレンニャハ、ズイリャンスク——に分かれ、この中に白亜紀中期まで、厚い夾炭モラッセが堆積した。

南アニュー・リフト様凹地は、白亜紀前期後半の激しい収縮の結果、南に押しかぶせた褶曲-覆瓦帯になった。消失したノヴォシビルスク-チュクチ劣地向斜系中に、アニュー、チュクチ・メガ複背斜の褶曲-地塊構造がつくれ、これらに分けるチャウン複向斜中に、ジュラ紀後期と白亜紀前期のモラッセで埋まった、平らなラウチュア内陸盆地が形成された。白亜紀前期末と白亜紀後期の初めに、コルイマ・マッシーフの内側部分とオホーツク・マッシーフ、オロイ、オムスクチャン帯で、オホーツク-チュクチ火山帯の噴火と同時の、酸性と塩基性の火山岩の大規模な陸上噴火が起きた。白亜紀後期に、構造的、熱的活動度は、しだいに弱まり、ヴェルホヤンスク-チュクチ地域は削剝され、古第三紀の初めに準平原化され、一部は風化作用を受けた。

古第三紀と新第三紀に、この地域の北部、北極海の大陸棚とヤナ-コルイマ低地内に、比較的薄い陸成、陸源、一部湖沼性の夾炭堆積物の堆積があったが、大きな南部は、相対的に高いままであった。漸新世-中新世以後、ヴェルホヤンスク-チュクチ地域は、二つの関連する作用の組み合わせである、活発な構造運動（と一部は火成活動）を受け始める。その南西部、南部、東部は第二造山運動に加わり、その中に、主に晩期キンメル複背斜を継承し、多くの大山脈となっている、ドーム-地塊隆起を生じた。この地域の北西部、中央部、ラプテフ海の大陸棚、ヤナ低地、ポロウスヌイ、タス-ハヤフタフ山脈、モマ-セレンニャハ凹地その他いくつかの地方に、ラプテフ-モマ大陸リフト系の一連の地溝が生まれた。これは、北極海のガッセル・リフト海嶺の南東延長上にある。

## 有用鉱物

ヴェルホヤンスク-チュクチ地域は、ソビエト連邦の重要な鉱床賦存地域の一つである。その中で主要な位置を占めるのは、金、すず、タングステンで、これらの主な鉱床の生成は、後キンメル輪廻の造山段階と関連がある。非常に長いヤナ-コルイマ産金地帯は、ヴェルホヤンスク-インディギルカ褶曲系とコルイマ・マッシーフの漸移帯に沿って延びている。ヴェルホヤンスク・コンプレックスの陸源の岩石中の金-石英の層（鉱脈と網状鉱床の形で）は、花こう岩質岩のバソリスの形成に先立つジュラ紀後期の閃緑岩、曹長斑岩の小さな貫入と共生関係にある。その後の本来の産地の削剝、崩壊の過程で、大部分の金は、白亜系上部、古第三系、新第三系、第四系の陸成層、主として沖積層中に濃縮され、この中から金が、30年代以後、多数の砂鉱床で採掘されている。同じ年代のもう一つの産金地帯は、この10年、重要な地位を占めるようになったアニュー-チャウン、オホーツク（同名のマッシーフ中）、アラハユニ（南ヴェルホヤンスク）などである。金鉱床と共に、モリブデン、ひ素、アンチモンの鉱床がある。

やはりヴェルホヤンスク-インディギルカ、アニュー-チュクチ褶曲系の北東部にある、すず、すず-タングステン鉱床には、起源からするといくつかのタイプ——ベグマタイト、スカルン、熱水-気成、そして主に熱水（デピュタトスコエなどの鉱床）——がある。ヴェルホヤンスク-インディギルカ系のより西部には、白亜紀前期と後期の花こう岩質岩と関係がある、すず-多金属鉱床と多金属鉱床がある。

前ヴェルホヤンスク周縁凹地（レナ盆地）と多くの山間盆地の湖成石炭鉱床は、白亜系下部の陸成モラッセと関連がある。前ヴェルホヤンスク凹地で、サンガル褐炭鉱床が開発されている。多数の石炭と

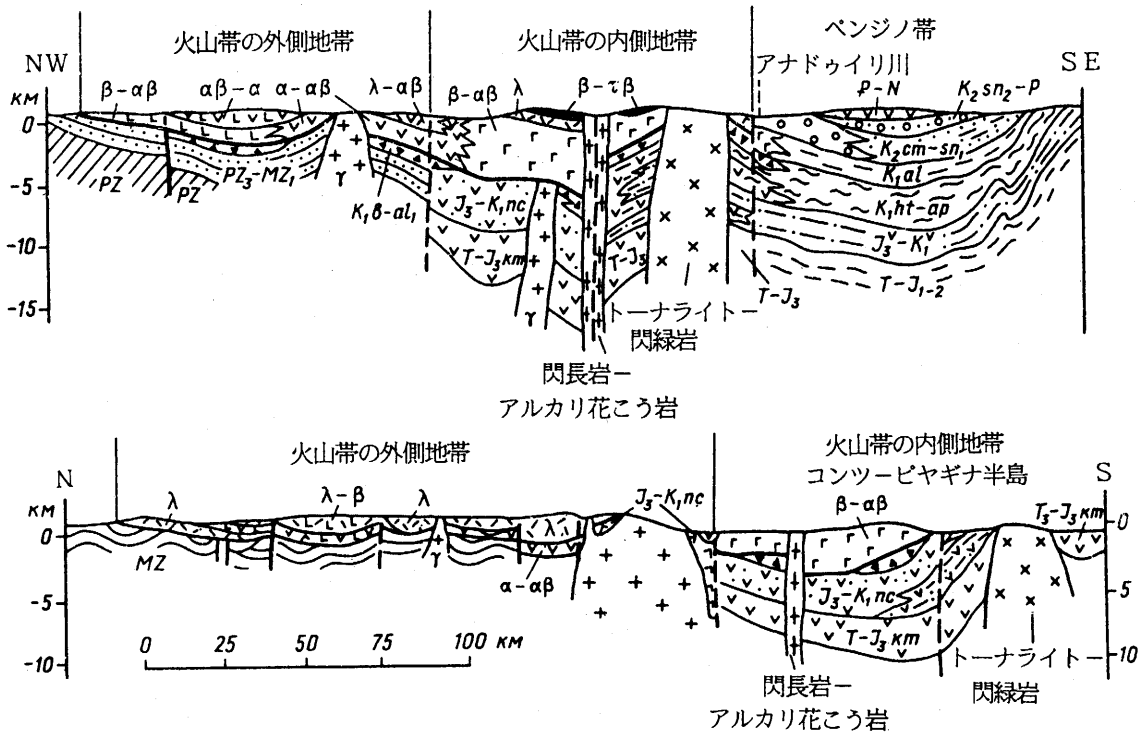
褐炭の厚い層がある、最大のズイリャンスク炭田と、より小さい、モマ-セレンニャハ炭田は、コルイマ・マッシーフの内側地帯の同名の山間盆地にある。褐炭の鉱床は、ヤナ-コルイマ低地の新生代の堆積物中にもある。

### オホーツク-チュクチ火山帯

オホーツク-チュクチ火山(火山-深成)帯は、オホーツク海の北西岸に沿い、アナドゥイリ高地を通過してチュクチ半島の南岸まで、北東方向に延び、さまざまな時代の褶曲地域または褶曲系の境界にある、最も大きな周縁火山帯の一つである。その長さは3,200 kmを越え、幅は100~300 km、面積は50万km<sup>2</sup>に及ぶ。この火山帯は、最初、ウスチエフ(1959)によって取り上げられ、オホーツク帯の名で記載されたが、後に、その構造と火成活動を最も詳しく研究したスペランスカヤ、ベルイ、植物化石で火山帯をつくる層の時代を明らかにしたヤルモリユーク、レベデフ、その発達に新しい地球力学的解釈を下したフィラトフ、が研究を行った。1961年にボグダノフは、オホーツク-チュクチ帯をカザフスタン帯と共に、新たに設定した構造帯の一つの型——周縁火山帯——に入れた。オホーツク-チュクチ帯は、全体として、シベリア卓状地のヴェルホヤンスク-チュクチ・晩期キンメル褶曲地域、アルダン-スタノボイ楯状地と、太平洋変動帯北西部の中生代後期褶曲系を隔てる、最大の構造線と一致する。ヴェルホヤンスク-コルイマ地域の褶曲帯は、いろいろな角度(最大は直角)でオホーツク-チュクチ帯に接し、それをつくる中生界(主としてオーブ-セノマン階)の火山コンプレックスに不整合に覆われるが、太平洋変動帯の褶曲帯は、それと平行して延び、このコンプレックスと同時代の地層を含んでいるが、その構造的発達は、主な火山帯の形成時相後に終わる(33, 37図参照)。オホーツク-チュクチ帯は、地形には、多くの中山形(1.5~2 km)のジュグジュル、グイダン、ポリムスキ山脈、より低い(1 kmまで)アナドゥイリ高地、アナドゥイリ山脈の東の低山形の部分となって現れる。これらと、オホーツク海、ベーリング海に注ぐ短い川と、これより大きな北極海盆の川(マヤ、インディギルカ、コルイマ、オモロン、大、小アニューイなど)の間の分水嶺は、一致している。オホーツク-チュクチ帯の南東部は、オホーツク海とベーリング海のアナドゥイリ湾の海底に隠れている。

ベルイは、オホーツク-チュクチ帯を、構造上、埋没した深い構造線で隔てられた外側(北西)地帯、内側(南東)地帯に分ける(36図)。内側地帯は、陸上部分では、オホーツク沿岸の中央部からアナドゥイリ高地までの中央横断部で、また外側地帯は、その広がり全体で、はっきりと認められる。ベルイは、外側地帯の南西端と北東端を“フランジ地帯”と呼ぶ。外側地帯の大部分は、ヴェルホヤンスク-チュクチ地域の中央マッシーフ——オホーツク、仮説の深く沈下したバルイグイチャン(コルイマ・マッシーフの南の延長で)、オモロン——、それとアナドゥイリ・マッシーフの上に重なり、オホーツク-チュクチ帯の北東フランジの下に、ほぼ完全に埋没しているが、その南東端は、アルダン-スタノボイ楯状地の東縁に載る。

外側地帯の下の固い地塊の間に、この地帯の向きと急角度をなして、ヴェルホヤンスク-チュクチ地域のチュクチ複背斜とチャウン複向斜、アニューイ・メガ複背斜、南アニューイ複向斜、オロイ凹地、沿オモロン複向斜、インディギルカ-コルイマ・メガ複向斜、南ヴェルホヤンスク複向斜の南端、が延びている。内側地帯の下に、その方向に沿って延びる凹地があり、これは、太平洋変動帯のコニ-タイゴノス優地向斜褶曲系に属し、二疊紀、三疊紀、ジュラ紀、ネオコム期の陸源-火山起源の層で埋まっている。火山帯の露出する地域の南東には、タイゴノス中央マッシーフと、同じ中生代後期の褶曲系のいくつかの褶曲帯——コニ-ピヤギン、タイゴノス、ペンジノ——が接する。オホーツク-チュクチ火山帯



36図 オホーツク-チュクチ火山帯の北部と中部を通る模式的断面(ベルイ, 1978 による, 簡略化)

の基盤は、多数の方向がさまざまではほぼ垂直の断裂によって切られているが、この断裂は、地殻の深層と上部マントルにまで達して、その形成時には、マグマの通路となったものである。

マガデン地方でこの火山帯を横切る、深層地震探査の断面のデータによると、火山帯の地殻は大陸性であるが、その厚さは、火山帯の延びる方向と直角に、南東に向かい、40 km から35~30 km まで薄くなる。地殻内の境界は、南東に向かって高くなる。火山帯の外側地帯の地球磁場は、隣接するヴェルホヤンスク-コライマ地域のそれに似ていて、斑状-モザイク状(埋没した中央マッシュフ上)、または、その方向と交差する帯状(オロイ帯、南アニュー帯上)の形をとる。火山帯の内側地帯には、隣接するコニ-タイゴノス褶曲系地域(オホーツク海北西部中のものを含む)でのように、その走向に平行した線状のマキシマムが見られる。基本的には、基盤の深所での異質を反映している、外側地帯と内側地帯の地球磁場の形の大きな違いは、おそらく、この二つの地帯を隔てている構造線の形成の古さを示すものであろう。この火山帯は、白亜紀の陸上の火山活動で生まれたものから成り、白亜紀の多くの大小の花こう岩体に貫かれている。

ベルイによると、火山コンプレックスの圧倒的多数は、オーブ期中期からセノマン期中期までにつくられた。しかし、最近の古植物学と放射性同位体のデータは、いくつかの場所では噴火がこれより早く—アプト期に、またネオコム期にさえ—始まり、ところどころで、チューロン、セノン期、または古第三紀まで続いたことを示している。外側地帯の火山層全体の厚さは、3~3.5 km(平均1.5~2 km)、内側地帯で7 km(平均4~5 km)に達し、その全体積は、約11万 km<sup>3</sup>である。このように厚く、容積の大きな陸上の火山岩は、噴火がほぼ完全に陸地の沈下で補償された条件のもとでしか、堆積できなかった。火山コンプレックスの断面と、それをつくる火山層のタイプは、火山帯の内側地帯と外側地帯で、また、異なった地区で、本質的に違っている。

外側火山帯で火山層は、さまざまな時代の層——先カンブリア界からジュラ系上部まで——に不整合に載り、だいたい中性と酸性の岩石である。ベルイによると、その断面は、安山岩層——角閃石、輝石、複輝石（普通輝石、しそ輝石）安山岩と、安山岩-玄武岩の溶岩と火山砕屑岩（その割合はさまざま）である——で始まる。アナドゥイリ地区でのみ、安山岩は高アルミナ玄武岩と安山岩-玄武岩の被覆層に覆われるが、中央チュクチ地区では、流紋岩-安山岩-石英安山岩のイグニブライト層に覆われる。これより上に、この地帯の南部、中部、最北東部（東チュクチ“フランチ”）では、流紋岩-石英安山岩と流紋岩のイグニブライト、凝灰岩、溶岩、噴出物の厚い層が重なり、北部では、安山岩-玄武岩質の溶岩と凝灰岩を含む、流紋岩のイグニブライトの互層から成る、成分の対照的な層が載る。

この地帯の南部と中部、東チュクチ・フランチでの断面の上の層準は、安山岩層、それと対照的な流紋岩（粗面流紋岩）-玄武岩層がつくり、横方向で流紋岩-粗面岩のイグニブライトと交代する。オホーツク-チュクチ帯の陸上火山コンプレックスが、傾斜不整合なしでジュラ系上部と白亜系下部のコンニ-タイゴノス-ペンジン系の堆積-火山起源の層に載る内側地帯では、その下限の設定は仮のものであり、後者が陸成相の場合、特にそうである。

ベルイによると、内側地帯の南部と中部全体で、またその北部では下の層準で、安山岩、石英安山岩、流紋岩が、はっきりと従属的な役をしている中で、火山コンプレックスは、高アルミナ玄武岩と安山岩-玄武岩の火山砕屑岩と溶岩である。内側地帯の北部では、ある研究者によってチューロン階とされている断面の中部の層準は、安山岩から、また、中央チュクチ地区では、それと流紋岩-安山岩のイグニブライトから成る。内側地帯の北部の断面は、流紋岩のイグニブライト層とかんらん石玄武岩と粗面玄武岩の被覆層——ベルイによりセノマン階、他の研究者によりセノン階と古第三系とされている——で終わる。

外側地帯では、全体として中性の火山岩（従属的に安山岩-玄武岩を含む安山岩）と酸性の火山岩（流紋岩-石英安山岩のイグニブライト）が優勢で、上部にだけ、対照的な粗面流紋岩-玄武岩層が現れる。これに反し、内側地帯には、塩基性の火山岩（玄武岩、安山岩-玄武岩）が優勢で、上部には、流紋岩のイグニブライト、サブアルカリ玄武岩、粗面玄武岩が出現する。外側地帯で酸性と中性の火山岩が優勢なのは、おそらく、厚い大陸地殻——この中に、火山帯の形成時に、溶融したマグマ溜りがあった——が存在したことによるもので、いっぽう、より薄く、長く延び、物が通りやすい地殻をもった内側地帯では、マグマの大部分がマンツルの中心部から上昇したのであろう。二つの地帯の断面の上部で、火山生成物のアルカリ性がいくぶん強まる。この火山帯の火山層の中で、安山岩層は37%、玄武岩層は32%、酸性のイグニブライト層は26%、そして成分が対照的な層は、5%以下である。

現在の火山帯の面積の20%までを占めている、バソリス、岩株型のサブアルカリ酸性貫入マッシューフは、火山層と密接な関連がある。外側地帯（中央チュクチ地区を除く）には、花こう閃緑岩-花こう岩層（閃緑岩、石英閃緑岩、花こう閃緑岩、花こう岩、優白花こう岩）の貫入、内側地帯には、トーナライト-閃緑岩層（斑れい岩、斑れい岩-閃緑岩、閃緑岩、トーナライト、斜長花こう岩）の貫入が広がっている。二つの層は、オホーツク貫入コンプレックスに属し、時代は貫入されている火山岩に近く、おそらく、オーブ期末(?)と白亜紀後期の初め、またはその前半に入れるべきものであろう。花こう閃緑岩-花こう岩層は、酸性のイグニブライト層と同一マグマであるが、トーナライト-閃緑岩層は、深層の玄武岩マグマの分化と混成作用の産物であらう。二つの地帯には、これよりいくらか新しい、閃長岩、閃緑岩、アルカリ花こう岩層のサブアルカリ岩体もある。

火山コンプレックスの構造は、全体として緩い傾斜で、しばしばほぼ水平に出現すること、その分布区域を地壘、地溝、傾斜した地塊の複雑なモザイクに変える、濃密な断裂網で複雑になっていること、



が特徴である。ほとんど至る所に、低くなった、また一部は高くなった、大きさがさまざまな火山性の構造が出現し、これには、外側地帯で優勢なアイソメトリックなもの、内側地帯に著しい短軸、線状のものがある。広大な火山性の陥没地(直径50~100 km まで)と共に、それよりも小さな(10~30 km) 円形の凹地——カルデラ——が広く発達する。このカルデラは、地殻内の酸性のマグマ溜りが空(から)になることで、中心噴火の火山体が崩壊してできたものである。花こう岩質岩マッシーフの形成は、一連の火山性構造の誕生と関連がある。

オホーツク-チュクチ火山帯の誕生と形成は、前造山期の最終の発達段階に、太平洋変動帯とヴェルホヤンスク-チュクチ地域の漸移帯で、地殻とマントルの上部層が激しく熱せられたこと、その深い地帯にマグマ溜りができたこと、によるものである。熱と揮発成分の上昇する主な通路になったのは、この地域を分ける深い構造線と、この地域からヴェルホヤンスク-コルイマ地域の深層に伸びる、深層断裂帯であった。この情勢が、中部カザフスタンのジュンガル-バルハシ地向斜地域のヘルシニア褶曲地域とカレドニア褶曲地域の間に、デボン紀に生まれた周縁火山帯の状態を、多くの点でより大規模に繰り返させる。多くの研究者の意見では、オホーツク-チュクチ火山帯は、北西に傾いた仮説の古ベニオフ帯の上、アンデス型の活発な大陸縁に生まれたもので、白亜紀後期-古第三紀の中央アンデスのアラウカ火山-深成帯に対比される。ある論文の筆者は、同じような状態の構造が、デボン紀にアジア大陸の東縁にあり、このとき、オホーツク、オモロン・マッシーフとオロイ帯で、本質的に(やはり古ベニオフ帯上で)オホーツク-オモロン火山帯と関連がある噴火が起きた、と考える。

オホーツク-チュクチ帯は、古第三紀と中新世に活発な発達を停止した後、構造上は比較的静穏な状態となり、この地帯をつくる火成活動の生成物を一掃した削剝作用を受けた。鮮新世-第四紀に、この地帯の大部分は、中程度(1~2 km)の高さの地塊隆起となって現れる、激しい構造運動を受け、その南東端は破壊され、一部は、マガダン地方で多くの地向斜盆地を埋めている陸成層の下に埋まり、また、タウイ、ギジギンスカヤ、ペンジノ湾、その他のオホーツク海の沿岸部の最近の堆積物の下に隠れる。

**有用鉱物。**オホーツク-チュクチ火山帯には、種々の内成鉱床と鉱物の出現が知られている。銀、金-セレン化合物-銀の鉱化作用は、主として外側地帯の酸性火山岩と、また、金-銀-テルル化合物の鉱化作用は塩基性火山岩と関連がある。さらに、水銀、アンチモン、銅、すず、ふっ素、硫黄は、白亜紀の噴火に伴うものであり、オホーツク・コンプレックスの花こう岩質岩に伴い、モリブデン、タングステン、鉛、すず、亜鉛、などの鉱床がある。

### 第3章 太平洋変動帯の北西部

#### 構造上の特性と地域区分

ソビエト連邦の極東地方——プリアムーリエ、プリモーリエ地域、コリヤーク台地、カムチャツカ、サハリン、千島列島、コマンドル諸島——は、これらを洗う日本海、オホーツク海、ベーリング海の海底、千島-カムチャツカ海溝、アリューシャン海溝と共に、構造上、地球で最も長く、構造が最も複雑な変動帯——太平洋変動帯——の北西部に入る。その全体または大部分が、両側を古い大陸地殻をもつ地域——古期卓状地、メタ卓状地地域——に限られているウラル-蒙古、地中海変動帯と違い、環状の太平洋変動帯は、至る所が大陸縁変動帯である。この変動帯は、周囲全部を囲む古期卓状地——シベリア、中国、オーストラリア、南極、南北アメリカ——、それを分ける褶曲地域、現在の地向斜地域と、内側にある大洋型地殻をもつ最も広い地域——太平洋底——を隔てている。

ウラル-蒙古帯では、地向斜メガ段階が、どこでも古生代、一部は中生代に終わり、地中海帯では、古生代または中生代に終わるか、終末段階にあったのに対し、太平洋帯、第一にその西半分では、地向斜作用がまだ続き、さまざまな段階にある。もっとも、そのある地域、ある地帯では、古生代または中生代に地向斜の発達を終え、その構造の発達は、後地向斜メガ段階に入ったのであるが、はっきりとカレドニア、ヘルシニア、アルプス“輪廻”が見られる、大西洋に従属する変動帯（北大西洋、ウラル-蒙古帯の西部、地中海）と違い、太平洋帯の北半分には、古生代前期の初め（サライール期）、中生代後半または中生代末に終わった“輪廻”と、まだ終わらない新生代“輪廻”が出現した。シャツキーは、この構造発達の非同時性を、地球の大西洋半球と太平洋半球の発達中の重要な違いの一つと考えた。しかし、注目しなくてはならないのは、太平洋帯の南半分——オーストラリアと南アメリカ——に、カレドニア“輪廻”とヘルシニア“輪廻”が、西ヨーロッパ中に劣らず、はっきりと出現することである。

太平洋帯の多くの地域で、先カンブリア時代後期、古生代、中生代、各地で新生代、のオフィオライト岩類が広く発達しているのを、筆者は観察している。これは、しばしば、構造的な変形作用を受け、水平移動をしている。太平洋帯にオフィオライト岩類が非常に広く分布している原因は、上に地向斜凹地が生まれて発達した基盤として、大洋型地殻をもつ地帯（海成地向斜）——最初、太平洋の縁辺地域であった——が、大陸内部の変動帯よりも、はるかに大きな役割を演じたことである。中生代後期と新生代の太平洋帯の発達に特有なのは、長く延びた一連の火山-深成活動帯と現在の火山活動の盛んな島弧に見られる、火山活動と花こう岩質岩の深成活動が、非常に大規模に出現することである。

この変動帯の中生代の内成メタローゲンでは、最大のものを含む多数の金とすずの鉱床（前述したように、これらは一分枝である、ヴェルホヤンスク-チュクチ褶曲地域にも特有）、新生代のメタローゲンでは、銅鉱床が特有なものである。太平洋帯の非対称的な内部構造は、その大洋と大陸の間にある位置と関係がある。太平洋帯の西部、ユーラシア古期卓状地の東で、筆者は、いくつかのバリエーションはあるが、この構造帯の順序を観察している。すなわち、古生代または中生代褶曲地域、縁海盆（一部深海盆）、新生代の褶曲構造、または現在の火山、非火山性島弧、接している大陸縁海膨-海膨を含む海溝、最後に太平洋底、である。海溝の内側斜面から深さ500~600 kmまで、いろいろな角度に傾いた

震源ゾーン、すなわち、和達-ザヴァリツキー-ベニオフ帯が、アジア大陸側に沈み込んでいる。

太平洋帯のここで取り上げている部分は、北西は、ヴェルホヤンスク-チュクチ・晩期キンメル褶曲地域——シベリア卓状地の基盤に似た、古いシアルの基盤を基本的にもつ——に接し、また、ジュグジュール山脈地方の狭い場所では、アルゲン-スタノボイ楕状地に接する(37図)。この境界は、オホーツク-チュクチ火山帯の白亜紀の噴出岩の下に隠れた、深層構造線に沿って延びている。オホーツク海のウダ湾地方で、筆者は、ウラル-蒙古帯の最も東のアムール-オホーツク地区と太平洋帯が、直接接しているのを観察している。さらに南で、太平洋帯はブレヤ-ドゥンベイ・メタ卓状地地域のハンカ・マッシーフとブレヤ・マッシーフに、さらに南、日本海の西の沿岸地方で、古中朝卓状地に接している。

太平洋帯の北西部では、主に次のような構造の要素が区分される。オホーツク-チュクチ深層構造線から南東に直接、これと平行に、中生代後期(白亜紀中期)のコニ-タイゴノス地向斜褶曲系——この中に、小さいタイゴノス・マッシーフがある——が広がる。オホーツク海の沿岸部の下に隠れた、その南西部は、東は、ウラル-蒙古褶曲帯の東端のウダ分枝と、または東でブレヤ-ドゥンベイ・メガ卓状地に接するシホテ-アリン白亜紀後期褶曲系——この形成は、前セノン期に終了した——と、境を接する。その東端に、セノン期に、この走向といくらか斜行する東シホテアリン火山帯が重なった。その発達は、古第三紀と中新世まで続いた。コニ-タイゴノス系の北部の東に、コリヤーク褶曲-デッケ系が隣接する。この褶曲-デッケ系は、おそらく、本質的には大洋型地殻の上に古生代前期に生まれ、その地向斜の発達を白亜紀末-古第三紀の初めに終えものである。

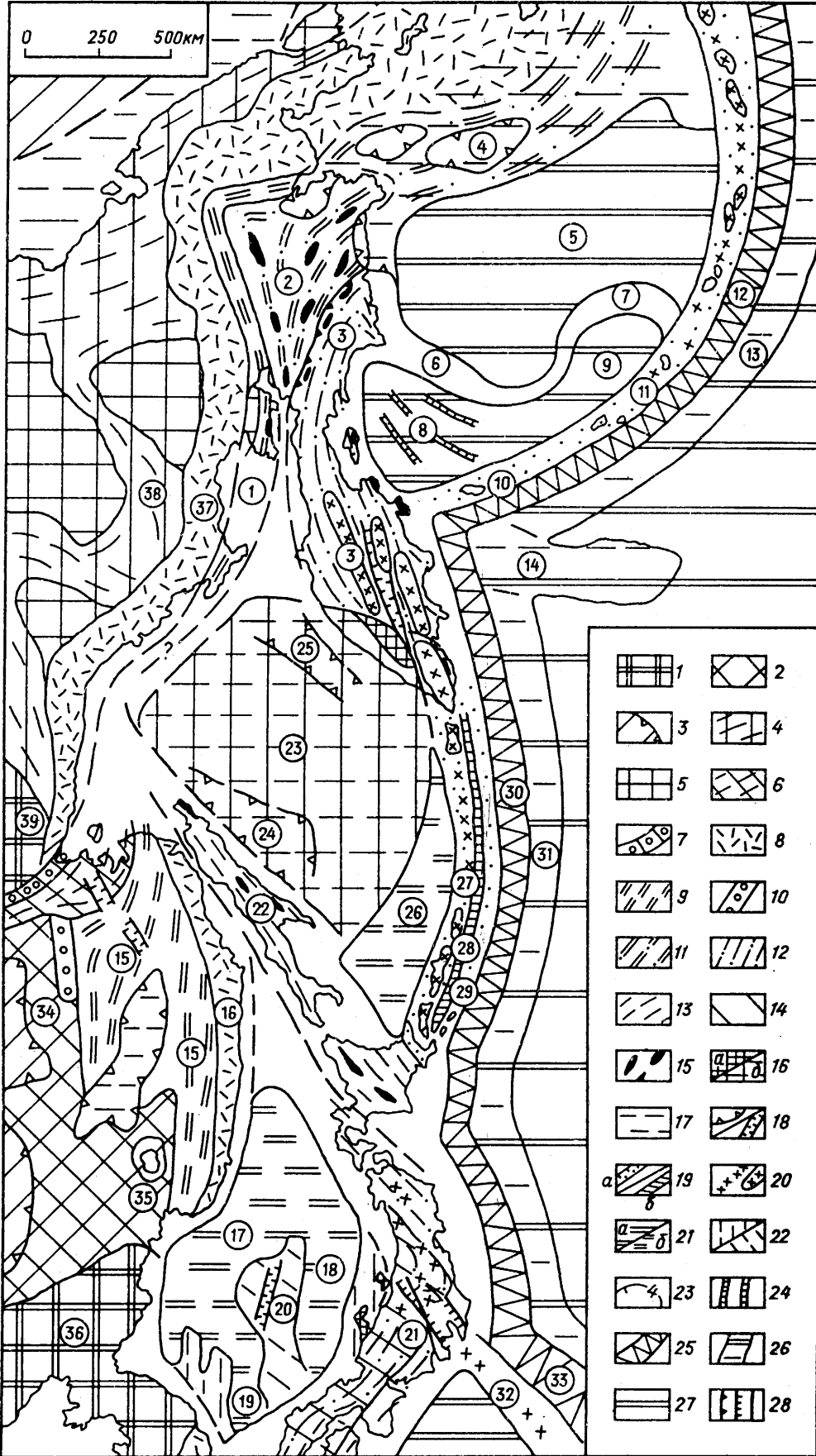
東シホテアリン火山帯の東に、薄くなった大陸地殻の上にある、南向きに広く、深くなるタートル凹地があり、新生代の堆積物で埋まる。その東に、全体としてサハリン地向斜系——南の北海道地方に延び、サハリンから北に向かい、しだいに縮小し、尖滅する——の発達をもたらした、サハリン新生代褶曲構造が接する。サハリン褶曲系から東とコニ-タイゴノス褶曲系の南に、仮説の、広いオホーツク海中央マッシーフがあり、オホーツク海の広大な中央部を占めていた。その基盤は、ほとんど至る所で、新生代の堆積物に覆われていて、ところどころで、この堆積物の下から、白亜紀の火山岩や花こう岩質岩が突き出ている。

カムチャツカの新生代の褶曲構造は、優地向斜の場所に生まれ、その発達は、白亜紀後期から観察できる。オリュートルスカヤ地帯は、この北東の延長で、北西で、コリヤーク褶曲-デッケ系と接している。

新生代後期の造山段階に、カムチャツカ構造の東部地帯と中央地帯には、いくつかの火山帯が生まれた。その中の東の火山帯は、千島島弧となって南に延び、北海道の新生代褶曲構造の南西に達する。この島弧に、北西で南オホーツク深海盆、南東でこの島弧とカムチャツカの南部に、千島-カムチャツカ海溝が接している。この海溝は、太平洋の最も西の地帯である、ゼンケビチ周縁海膨に東を限られている。

コリヤーク高地とカムチャツカの北部の構造と境を接して、亜大洋地殻をもつベーリング深海盆があり、これはアリューション-コマンドル島弧とアリューション海溝によって、太平洋底と隔てられている。シホテ-アリン系の南部と中朝卓状地の朝鮮楕状地の東に、深い日本海盆があり、これは、大陸地殻をもつマッシーフが、激しい破壊作用を受けた場所に生まれた。この南東を、日本列島の構造が取り囲む。これは基本的には、晩期キンメル褶曲期に形成されたが、アルプス造山運動で大きく形を変え、上に新しい火山が重なっている。その北部は、千島-カムチャツカ海溝の南延長である、短い海溝によって、東を限られている。

筆者は、太平洋北西部を仮に二つの地区——それぞれが、だいたい、ヴェルホヤンスク-チュクチ褶曲地域とブレヤ-ドゥンベイ・メタ卓状地地域、ウラル-蒙古帯の東端と境を接する、北と南——に分



### 37図 太平洋変動帯北西部の地質構造図

1 - 古期卓状地の楕状地；2 - メタ卓状地地域の褶曲基盤の突出；3 - その被覆層；4 - 晩期キンメル・ヴェルホヤンスク-チュクチ地域の褶曲系；5 - この地域の中央マッシーフ；6 - ウラル-蒙古褶曲帯の沿オホーツク地区；7 - その周縁凹地；8 - 中生代後期火山帯；9 - 25 - 太平洋変動帯；9 - 褶曲系，その地向斜の発達は，白亜紀後期の初めに終了；10 - その周縁凹地；11 - デッケ-褶曲系，その地向斜の発達は，白亜紀末-古第三紀に終了；12 - 同，中新世に終了；13 - 同，鮮新世に終了；14 - 中生代(晩期キンメル)褶曲系，新生代に復活；15 - オフィオライト岩類の露頭；16 - 中央マッシーフの先カンブリア時代の基盤の突出 (a) と被覆層に覆われた低くなった部分 (6)；17 - 中生代，新生代前期の褶曲系の被覆層に覆われた部分；18 - 褶曲基盤に載った海盆と海凹；19 - 現在の複背斜 (島弧)，二重の弧の間の海凹；20 - 島弧と褶曲系中の第四紀の火山；21 - 亜大洋地殻をもつ深海盆 (a) と一部が分断された薄い大陸地殻をもつ深海盆 (6)；22 - 緑海盆中の先カンブリア時代，古生代，中生代前期の基盤の断片；23 - 緑海盆中の堆積層の厚さ；24 - 緑海盆中の海嶺 (古い拡大地帯?)；25 - 海溝；26 - オブルチェフ海膨，周縁海膨；27 - 深海盆；28 - 逆断層-押しつぶせ断層-断層型の断裂と，細分されない断裂。

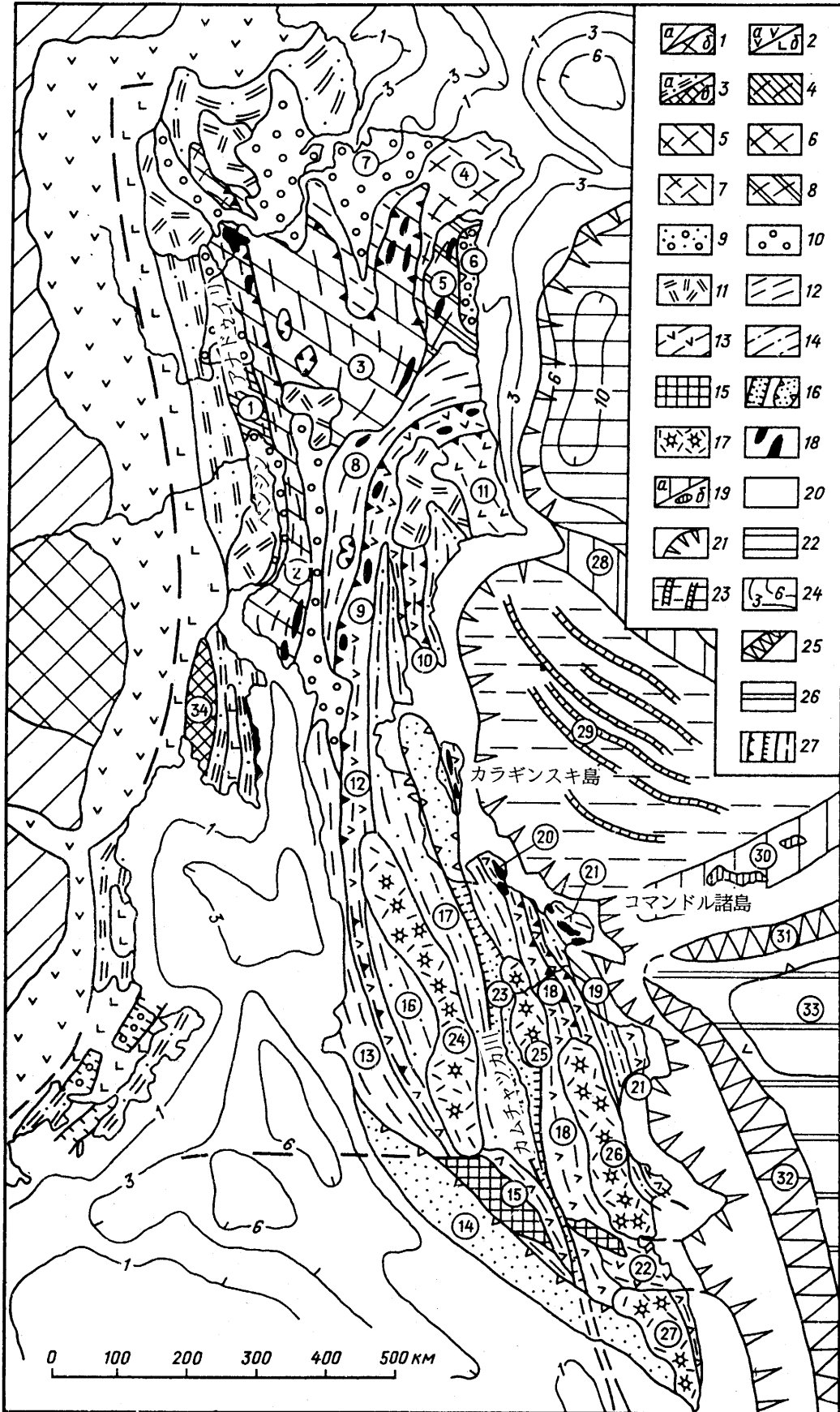
○のなかの数字：1 - コニ-タイゴノス褶曲系；2 - コリヤーク高地の褶曲-デッケ系；3 - オリユートル-カムチャツカ褶曲系；4 - ナヴァリン海盆；5 - アリュウシヤン深海盆；6 - 7 - シルショフ-バウエルス島弧；8 - コマンドル深海盆；9 - バウエルス海盆；10 - 11 - コマンドル-アリュウシヤン島弧；12 - アリュウシヤン海溝；13 - アリュウシヤン周縁海膨；14 - オブルツェフ海膨；15 - シホテ-アリン褶曲地域；16 - 東シホテアリン火山帯；17 - 日本海中央海盆；18 - 本州海盆；19 - 対馬海盆；20 - 大和堆；21 - 本州褶曲構造；22 - サハリン褶曲構造；23 - オホーツク海マッシーフ；24 - デリユウギン海盆；25 - 太平洋漁業海洋学研究所海盆；26 - 南オホーツク (千島) 深海盆；27 - 千島島弧；28 - ビーチャジ中間トラフ；29 - ハボマイ・シコタン島弧；30 - 千島-カムチャツカ海溝；31 - ゼンケビチ海膨；32 - 伊豆-小笠原島弧；33 - 伊豆-小笠原海溝；34 - ブレインスキ・メタ卓状地マッシーフ；35 - ハンカイ・メタ卓状地マッシーフ；36 - 中朝卓状地；37 - オホーツク-チュクチ火山帯；38 - ヴェルホヤンスク-チュクチ褶曲地域；39 - アルダン-スタノボイ楕状地

けて検討する。北地区には，コニ-タイゴノス，コリヤーク中生代後期褶曲地域，カムチャツカ褶曲構造——その北への延長であるオリユートルスカヤ帯を含む——，ベーリング海盆，コマンドル-アリュウシヤン島弧，アリュウシヤン海溝が入る。南地区には，東シホテアリン火山帯を含むシホテ-アリン中生代後期褶曲系，サハリン新生代褶曲構造，日本海盆，オホーツク海盆，千島島弧，千島-カムチャツカ海溝が入る。

### コニ-タイゴノス中生代後期褶曲系

この狭いが長く伸びた (1,700 km 以上)，白亜紀中期に生じた褶曲系は，前に述べたように，オホーツク-チュクチ火山帯の内側地帯の基盤をつくり，一部は，その南東の山の多いコニ，ピヤギナ，タイゴノス半島，ペンジノ湾から北東の中山形の山脈に露出するが，一部はオホーツク海の北西の浅海地帯の海底下に隠れる (38図)。ある研究者，たとえばバルフェノフは，これが，南西のウダ湾地方で，直接，ウラル-蒙古褶曲帯の東端と接している，と考えるが，他の研究者は，シホテ-アリン褶曲系と関係がある，とし，別の研究者は，これがマガダンの西で尖滅する，と考える。

コニ-タイゴノス系は，ウスチェフ，ベルイ，ザポロフスカ，ネクラソフらによって研究された。コニ-タイゴノス系は，北西で，オホーツク-チュクチ火山帯の白亜紀の火山岩の下に埋まった，深層周縁構造線——太平洋変動帯北西部の後期中生代褶曲地域とヴェルホヤンスク-チュクチ褶曲地域を分けると境を接する。太平洋帯で最も外側のこの系は，南東で，太平洋帯のより内側を占める，コリヤーク中生代後期褶曲-デッケ系に，またそれより南では，仮説のオホーツク・マッシーフに接する。最も研究された地域，タイゴノス半島では，この系の北西から南東への横断面は，次のように区分される (39図)。小さなタイゴノス中央マッシーフ，主に始生代の変成コンプレックスから成る (おそらく，その北西部は，オホーツク-チュクチ帯の白亜紀の火山岩に覆われ，新生代の堆積物をかぶっている)；



38図 コニ-タイゴノス, コリヤーク, オリュートル  
スカヤ-カムチャツカ褶曲系の地質構造図

1-ヴェルホヤンスク-チュクチ中生代中期(晩期キンメル)褶曲地域:a-褶曲帯, 6-中央マッシーフ; 2-オホーツク-チュクチ火山帯:a-外側地帯(1の地域に重なる), 6-内側地帯(3の系に重なる); 3-19-太平洋変動帯; 3-コニ-タイゴノス中生代後期褶曲系(a)と, その中のリーフェイ紀前の基盤のタイゴノス地塊(6); 4-9-中生代後期-新生代前期のコリヤーク高地のデッケ-褶曲系; 4-ペンジン帯; 5-タロフスカヤ-ペクリネイスカヤ帯とこれと関連がある異地性地塊; 6-アルガン-マイニツ帯; 7-アリカトヴァヤム帯; 8-エコナイ帯; 9-ニジネハツイル新生代凹地; 10-コニ-タイゴノス, コリヤーク系の新第三紀-第四紀表生盆地; 11-その中とオリュートルスカヤ帯の新生代後期の陸上火山の被覆層; 12-17-オリュートルスカヤ-カムチャツカ新生代褶曲系; 12-ウケラヤトスカヤ帯とそのカムチャツカでの延長; 13-主として白亜系上部-始新統下部から成るオリュートル優地向斜帯中の隆起とそのカムチャツカへの延長; 14-主として始新統上部-鮮新統に埋められたオリュートル帯の凹地とカムチャツカでの延長; 15-カムチャツカ南の先カンブリア時代と古生代の変成した基盤の突出; 16-鮮新世-第四紀の盆地と地溝; 17-鮮新世-第四紀の陸上火山の被覆層と大火山; 18-コリヤーク, カムチャツカ-オリュートルスカヤ系のオフィオライト岩類の岩石の露出; 19-島弧(a)と島々での新生代堆積-火山層の露出(6); 20-26-付属海と大洋底の構造; 20-大陸棚内のさまざまな時代の褶曲した基盤上にある新生代の被覆層; 21-大陸斜面; 22-中生代の亜大洋型地殻をもつ縁海の深海盆; 23-同, 亜大洋型地殻をもつ新生代のもの, とその中の終息した拡大地帯; 24-堆積層の最下部の等層深線; 25-海溝; 26-周縁海膨と海膨; 27-デッケ-押しつぶせ, 断層型断裂, 細分しない断裂と埋没した断裂

○の中の数字: 1-ペンジン帯; 2-タロフスカヤ-ペクリネイスカヤ帯; 3-アルガン-マイニツ帯; 4-アリカトヴァヤム帯; 5-エコナイ帯; 6-ハツイル凹地; 7-アナドゥイリ盆地; 8-ウケラヤトスカヤ帯; 9-西オリュートルスコエ隆起; 10-ゴベナ隆起; 11-オリュートルスキ山脈の隆起; 12-レスナ隆起; 13-チガリ隆起; 14-ポリシェレツキ凹地; 15-カムチャツカ中央山脈; 16-バラナ-ヴォヤンボルカ凹地; 17-カムチャツカ中央(カムチャツカ-リトケ)凹地; 18-東カムチャツカ地壘-複背斜; 19-チュージェフスキ凹地; 20-オゼルノイ半島の隆起; 21-東半島隆起地帯; 22-マルキン-ペトロパヴロフスク横断変位帯; 23-中央カムチャツカ地溝; 24-中央カムチャツカ火山帯; 25-同, クリュージェフスカヤ; 26-同, 東カムチャツカ; 27-同, 南カムチャツカ; 28-シルショフ隆起(島弧); 29-コマンドル深海盆; 30-コマンドル-アリューシャン島弧; 31-アリューシャン海溝; 32-千島-カムチャツカ海溝; 33-オブルツェフ海膨; 34-タイゴノス・マッシーフ

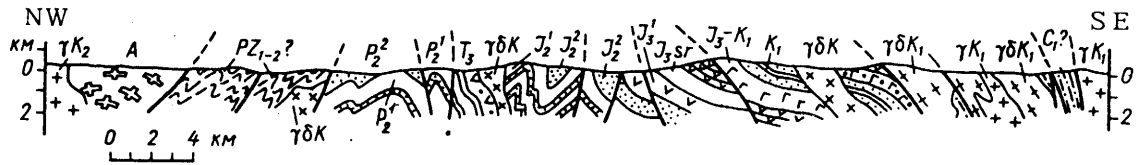
非対称的な北タイゴノス複向斜, 三畳系, ジュラ系, 白亜系下部のもっぱら陸源, 火山起源の堆積物に埋まる; 狭い南タイゴノス複背斜, 等斜褶曲をつくるまでの非常に激しい収縮を行った, 古生代と中生代の陸源-火山起源の層から成り, 大陸型地殻の地帯(西部)と大洋型地殻の地帯(東部)の境——ジュラ紀末-白亜紀初めに繰り返し拡大した——にできた, 花こう岩質岩の貫入岩と超塩基性岩に貫かれた,

タイゴノス系の南西にある(コニ-ピヤギナ), また, その北東にある(ムルガリ), コニ-タイゴノス系地域は, 中に先カンブリア時代前期の基盤がないことを除けば, 本質的には同じような構造である。コニ-タイゴノス系の新生代後期の構造は, 縦走断裂と横断断裂に沿う, 対照的な分別運動——盆地と地溝, オホーツク海北部の浅い湾とペンジン, アナドゥイリ川流域の山間盆地で隔てられた, 多くの地塊隆起(コニ-ピヤギナ, タイゴノスなど)を形成した——が特徴である。

コニ-タイゴノス褶曲系は, 厚さが35~40 kmまでの成熟した大陸型の地殻をもつ。その南東縁には, 深層構造線と一致する, 大きな磁場の線状のマキシマム帯が, はっきりと現れる。

タイゴノス中央マッシーフに露出する始生代の変成層は, ざくろ石-黒雲母準片麻岩, 斜長片麻岩, 角閃石片麻岩, しそ輝石を含む塩基性の結晶片岩と角閃岩(4 kmまで)で, 変成作用の絶対年代は, 27~28 億年である。タイゴノスの始生代の基盤の突出は, オモロン・マッシーフの延長したものであろう。これは, たぶん, 古いマッシーフの被覆層になっている, 珪岩, リーフエイ紀のストロマトライトを含む石灰岩と千枚岩(1 kmまで), に不整合に覆われる。

タイゴノス半島の個々の構造地塊に, 古生界下部-中部と推定される, わずかに変成した陸源-火山起源の層——砂岩, シルト岩, 珪質土, それに石灰岩のレンズ, 凝灰岩, ケラトファイアー, スピライト(3 kmまで)——が露出する。古生界上部-中生界下部の地向斜コンプレックス——二畳系上部からジュラ系の下部ボルガ亜階の堆積物を含む——は, さらに広く分布し, コニ-タイゴノス系の外側



39図 タイゴノス半島の地質断面 (ネクラソフ, 1976 による)

地帯 (北西) と内側地帯 (南東) に、違った形で現れる。外側地帯の非常に厚い断面 (10~12 km まで) は、周期的に形成された海成、陸源堆積物 (礫岩、砂岩からシルト岩、泥岩まで) で、四つの各輪廻の上部のものである。安山岩、安山岩 - 玄武岩、石英安山岩の凝灰岩と溶岩もある。内側地帯は、より薄く (3~4 km まで)、またおそらく、不完全に、やはり周期的に形成された堆積 - 火山起源の断面が特徴である。この断面では、緑色岩化した安山岩 - 玄武岩、安山岩の溶岩と凝灰岩が、いろいろな割合で、陸源堆積物、粘土、珪質堆積物と互層している。内側地帯は、火山性の島弧と、そして外側地帯は、後背 (島弧外) 盆地に当たるものであろう。

この上に、ボルガ期後期と白亜紀前期の火山起源 - モラッセ層 (オーブ階まで) が載る。これは、陸上でできた流紋岩質イグニブレイトと、安山岩、安山岩 - 玄武岩、玄武岩の溶岩と凝灰岩層、上に重なった海成と陸成、一部に石炭を挟む礫質 - 砂質 - 泥質堆積物で、断面は、対照的な玄武岩 - 石英安山岩 - 流紋岩質の溶岩層で終わる。北タイゴノス複向斜が最も低くなつた部分に保存されているこの層は、オホーツク - チュクチ帯の内側地帯のオーブ - セノマン階の火山岩と対比される。その堆積直後、コニ - タイゴノス系の凹地と隆起は圧縮され、特にその南東部で南東方向の押しつぶせ断層がある線状 - 褶曲構造をつくり、また、斑れい岩 - 花こう閃緑岩 - 花こう岩、花こう閃長岩質の貫入岩の貫入を受けた。

### コリヤーク高地の中生代後期のデッケ - 褶曲系

20世紀の半ばまでソビエトの地質図の中の最後の“空白地帯”であったコリヤーク高地は、最近、最も広く発達するデッケがある褶曲地域として、研究者の多大の関心を集めている。この構造で非常に大きな役割を果たしているのは、オフィオライト・コンプレックスで、それと共に、花こう岩質岩は、ほとんどない。このことは、コリヤーク地向斜系は、大洋型地殻の上に発達した、そして、地向斜内の褶曲作用が終了した後でも、まだ、成熟した大陸地殻は形成されなかった、と考える根拠になっている。コリヤーク高地の現在の構造が完成したのは、一応、白亜紀後期末、暁新世、おそらく、始新世の初めで、このことから、この地向斜系をラミー - 褶曲 - デッケ構造と考えることができる。コリヤーク高地は、地形的には、高さが1.5~2.5 km までの中山形地域である。コリヤーク高地の地形には、二つのプランが組み合わさっている。それは、中生代後期の累帯構造を継承した北東方向の山脈の存在、中央の円形ドーム状隆起の存在——これから、あらゆる方向に、放射状に、ベーリング海、一部オホーツク海のベンジノ湾に入る多数の河川が流れ出す——である。コリヤーク高地の西縁と北縁に沿って流れるベンジノ、アナドゥイリ川だけは、その外、コルイマ、アナドゥイリ台地に源がある。

戦後の最初の10年のコリヤーク高地の研究は、エギアザロフの指導の下に、北極地質学研究所の地質学者によって始められた。彼らは、この地域の構造を伝統的な立場に立って観察して、この地域内にいくつもの複向斜、複背斜——その核に、ところどころで、古生代の堆積物が露出している——を設定した。その後、コリヤーク高地は、ソビエト科学アカデミー労働赤旗勲章地質学研究所のマガダンの地質



学者と探険隊(チリマン, アレクサンドロフ, ボグダノフ, ビャロブジェスキー, マルコフ, ペイヴェ, ルジェンツェフ, ソコロフ, チェ-ホフら)によって研究され, これらの研究の結果, その押しかぶせ断層であること, そしてオフィオライト異地性岩体が重要な意味をもつこと, についての認識が生まれた。

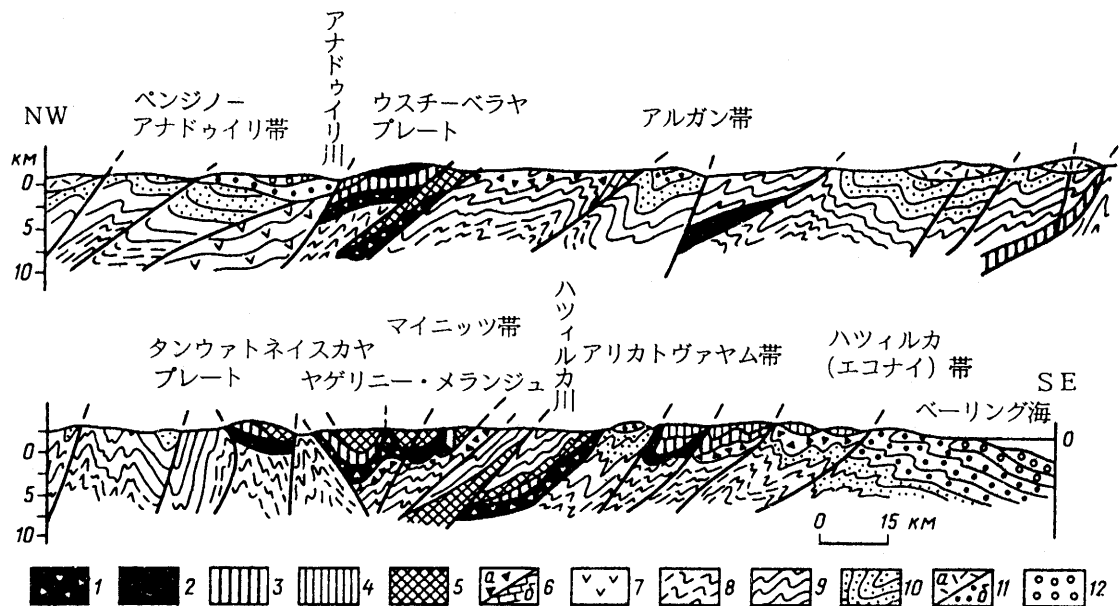
## 地質構造

コリヤーク高地の中生代後期のデッケ-褶曲系は, 北西部と北部で, コニ-タイゴノス褶曲系と境を接しているが, ほとんど至る所で, 新生代後期の表生盆地と陸上噴火の火山岩地帯により隔てられている(38図参照)。東でコリヤーク系は, ベーリング海北部の大陸棚の新生代の堆積物の下に沈むが, 南東では, オリユートルスカヤ新生代褶曲帯——コリヤーク高地の南東部を占め, 南の東カムチャツカ内に延びる——に接する。コリヤーク高地のデッケ-褶曲系は, 北東部での400 km から南西部での100~200 km まで, しだいに狭まり, さらに南西で, 完全に尖滅するのであろう。

今のところ, コリヤーク高地の地質構造の解釈には, 多くの議論がある。対立は, 褶曲構造と褶曲-デッケ構造の図式の間だけでなく, この地方の褶曲-デッケの種々の解釈の間にも, また, オリユートルスコ-カムチャツカ系との境界設定の問題にもある。つまり, タリマンら(1982)の図式によると, コリヤーク高地系の構造には, いくらか線状に延びた, 複雑なデッケ-覆瓦状構造帯が見られ, この中に, 古生代と中生代の火山起源-堆積層と古生代中期前のオフィオライト岩類(この地帯は以前, 大体は複背斜と見なされていた), これと交代するやや広い褶曲帯——もっぱら, 白亜紀のフリッシュ-オリストストローム層から成る——がある。この構造の上に, わずかに変形した新生代後期の層から成る盆地と火山性被覆層が, 不整合に重なる(40図)。

グリゴリエフ, クレイロフ, ソコロフのより新しい構造図(1987)では, コリヤーク系の構造は, 四つの地帯に分けられる。そのおのおのが複雑なデッケ-覆瓦状構造をもち, さまざまな中生代の層と共に, 湖成層とオフィオライト岩類のプレートと地塊を含む(38図参照)。より西の各地帯は, より東の地帯の上に押しかぶせている, つまり, 全体的な水平方向の圧縮に伴って, 地塊の相対的な南東方向の移動があった。そのほか, コリヤーク系の最も北西の外側にある, ベンジノ-アナドゥイリ帯を分離しなくてはならない。一部だけこの中に露出している, 地向斜コンプレックスは, 白亜系下部-上部の陸源, 陸源-凝灰岩起源の海成堆積物, 断面の上部は, 沿岸性, 陸成の, 上で粗粒になるモラッセである。この地帯の北西(ベンジノ)部では, このコンプレックスは比較的緩やかに褶曲し, また北東(アナドゥイリ)部では, より圧縮され, 押しかぶせ断層で複雑になった, おそらく古第三紀にできた褶曲をしている。この地帯は, 前コリヤーク周縁凹地と見なすことができよう。侵食された褶曲の基盤の上に, わずかに変形した陸成堆積物と沿岸-海成の陸源堆積物, 火山砕屑性堆積物(2~3 km まで)——古第三紀(始新世から始まる), 新第三紀, 第四紀のもので, 一連の, ベンジノ, マルコヴォ, ベラヤ, 最も広く深いアナドゥイリ表生盆地を埋める——と, 多くの同時代の陸上火山の被覆層が載る。

ベンジノ帯から南東に, これと平行して, 狭い直線状のタロフカ-マイン, あるいはタロフカ-ペクリネイ-デッケ-覆瓦状構造帯が延びている。これは, 南東で, アルガン-マイニッツ帯の白亜系上部の凝灰岩-陸源堆積物の上に衝上している。この地帯の覆瓦構造をつくっているものに, 斑れい岩-超塩基性岩コンプレックス, 蛇紋岩化したメラングジュ, デボン紀と石炭紀の珪質-火山起源, 陸源, 炭酸塩堆積物, それと, 覆瓦構造の最下部をつくる, ジュラ系中部, 上部と白亜系下部の凝灰岩-陸源層がある。この地帯には, また, 不整合に載る, 新原地性コンプレックスである, セノマン階上部-ダン階のモラッセがある。



40図 コリヤーク高地の構造の走向と直交する地質断面 (チリマンら, 1980 による)

- 1 - 蛇紋岩質メランジュ；2 - 超塩基性岩；3 - 斑れい岩 - 斜長花こう岩コンプレックス；4 - 古生代の珪質 - 火山起源の層；5 - 同, 中生代のもの；6 - 石灰岩のオリストストローム (a) とオリストブラック (6)；7 - 中生界下部の凝灰岩 - 陸源コンプレックス；8 - ジュラ系上部 - 白亜系下部の陸源コンプレックス；9 - オープ - チューロン階のフリッシュ (オリストストロームを含む) コンプレックス；10 - セノン階のフリッシュ (ところどころ下部モラッセ) コンプレックス；11 - 古第三紀の噴出 (a), 陸源 (6) コンプレックス；12 - 新第三紀の陸源堆積物コンプレックス

はるかに広いアルガン - マイニッツ帯は、異地性のプレート (またはプレートの集まり) で、緩い押しつぶせ断層面に沿って、これより東のアリカトヴァヤム帯の白亜系上部に押しつぶせている。アリカトヴァヤム帯は、これより西の、ヴェリカヤ川流域の半フェンスターに突き出ているだろう (ときには、独自のヴェリカヤ川 - ラライトキン帯 - アンチフォームとして区別される)。アルガン - マイニッツ帯の異地性コンプレックスの下部を、蛇紋岩化したメランジュがつくる。これは超塩基性岩、斑れい岩、斜長花こう岩、角閃岩、古生界上部 - 二畳系、ジュラ系上部の片岩、種々の岩石、の岩塊を含む。この上に、複雑な褶曲 - 覆瓦構造をもつ、チトン - ネオコム階の堆積物が海進によって堆積する。アルガン - マイネッツ帯の西部では、ヴァエギ構造地塊——タロフカ - ペクリネイ帯の外座層か、押しつぶせ断層で限られた基盤の突出部か、である——がはっきりと認められる。ヴァエギ地塊には、古生代の噴出岩、石灰岩、片岩、それにオフィオライト岩類の岩石の厚い層が広がる。

これより東のアリカトヴァヤム帯の基盤にも、含んでいる岩石の組み合わせがアルガン - マイネッツ帯に近い、蛇紋岩化したメランジュが露出する。この地帯は主に、いくつかの被覆層をつくる、ジュラ系上部、白亜系下部、上部の厚い陸源堆積物から成る。これらは、始新世の新原地性コンプレックスに不整合に覆われた。アリカトヴァヤム帯は、エコナイ (ハツイルカ) 帯の上に、南東に向けて押しつぶせた。アリカトヴァヤム帯は、エコナイ帯のように、南西に向かい尖滅する。ジュラ紀後期 - 白亜紀後期の玄武岩 - ジャスパー - 陸源コンプレックス——激しい圧縮で褶曲し、覆瓦構造の押しつぶせ断層で逆転し、複雑化している——が、エコナイ帯の目に見られる基盤をつくっている。この準原地性 (?) コンプレックスは、構造的に、エコナイ、またはハツイルカ異地性コンプレックス——いくつかの押しつぶせ断層地塊から成る——に覆われる。その下部は、ジュラ系上部 - 白亜系下部の凝灰岩 - 陸源層と

オリストストロームから、中部は、オフィオライト岩類の超塩基性岩、斑れい岩質岩、斜長花こう岩から、そして上部は、古生界上部と三畳系の火山起源-珪質岩から成る。エコナイ異地性岩は、押しつぶせ断層地塊の時代が前マーストリヒト期であることを示す、マーストリヒト非原地性コンプレックスに不整合に覆われる。

エコナイ帯は、南東で、ベーリング海の海底下に延びる、ハツイルカ下流凹地の新生代層の上に、その西では、ウケラヤト帯——セノン期-暁新世のコリャーク系のフリッシュ様陸源堆積物から成る——の上に押しつぶせた。一般にこれは、コリャーク系の最も南東の地帯と見なされるが、グリゴリエフら(1987)は、これは西カムチャツカの南西に延びていて、これはオリュートルスコ-カムチャツカ褶曲系に含まれる、と考えている。南東からウケラヤト帯に、緩やかなヴァツイナ押しつぶせ断層面に沿って、主に白亜系上部の火山起源-珪質層から成るこの系のオリュートルスカヤ帯が押しつぶせている。

コリャーク系の深部構造は、今のところ十分には研究されていない。現有するデータによると、モホ面は、その中では深さ約30 kmにあるが、地殻はその厚さが非常に厚いにもかかわらず、ここでは成熟した大陸的な性質をもたず、むしろ、亜大陸的な性質である。なぜなら、地殻内に典型的な花こう岩-変成層が見られず、厚くなった地殻は、おそらく、ほとんど、水平方向の圧縮を受けた大洋型地殻と厚い堆積層の穏やかな構造性プレート(plate)が、互いに押しつぶせてできたからである。

大きな地磁気のマキシマムがあるタロフカ-ペクリネイ帯を除いて、コリャーク系地域は、大きな変化がなく、符号の変わる磁場をもっていて、著しい線状のマキシマムとミニマムが交代するオリュートル-カムチャツカ系の変化の大きな磁場とは、はっきりと違っている。

## 断面と発達段階

オフィオライト岩類に含まれる超塩基性岩と塩基性岩が、コリャーク地向斜系の誕生した時代に、コリャーク高地の優黒質基盤をつくったであろう、最古のものである。マルコフらの研究者は、それをいくつかのコンプレックスにまとめた。すなわち、1) ダンかんらん石-レールズライト-エクロジャイト、2) ダンかんらん石-ハルツバージャイト、3) 縞状超塩基性岩-斑れい岩、4) 斑れい岩-輝緑岩、5) トーナライト、6) 枕状溶岩とそれに伴う珪質、陸源の岩石とまれに炭酸塩岩、である。これらのコンプレックスの岩石は、コリャーク高地の多くの地帯——ここでは種々の古生代と中生代(白亜紀の終わりまで)の層に載っている可能性がある——にある、オフィオライトの異地性岩体の中の構造性プレートまたはブロックをつくる。しかし、優黒質基盤の年代は、高地内にデボン紀を初めとして、いろいろな時代の火山起源-堆積層が存在することから見て、また、ある地帯には、オルドビス、シルル紀の層があることから考えると、オルドビス紀、あるいは、前オルドビス紀にさえてもよいだろう。

今のところ、この古生代前期の優黒質基盤が、どの種の構造帯に入るのか、つまり、古太平洋海盆底の北西縁なのか、大陸地殻の分裂と拡大の結果、古生代の初めにできた新しい大洋型地殻をもつ地帯に属するのかは、十分に明らかではない。しかし、その存在する証拠は、コリャーク系の北西縁(ペンジノ帯)だけにあり、また、大陸地殻の分裂過程の地向斜凹地の形成相に当たる、“地溝相”は、コリャーク系中にはできなかった。

オフィオライト・コンプレックスの岩石のプレートとブロックのほかに、コリャーク系には、疑いなく、ずっと新しい時代——その蛇紋岩化したマトリックス中に古生界中部、上部、中生界の岩石の岩片と岩塊を含むことがあるからである——の蛇紋岩化したメランジュが広く分布する。コリャーク高地のいくつかの地域に、メランジュの中に、そしてまた、個々の露頭の形で、斑れい岩質岩、玄武岩、それ

と堆積岩による、緑色片岩相とらん閃石片岩相の変成岩——角閃石、緑泥石、緑簾石片岩千枚岩、珪岩、大理石——がある。

タロフカ-ペクリネイ帯とバエギ地塊で、オールドビス紀とシルル紀の動物化石を含む陸源の岩石と大理石化した石灰岩のおおきの露頭が知られている。これらは、オフィオライト岩類の断面の上部に“重なっている”か、中生代のオリストストローム中のオリストリスをつくっているか、である。生物起源の石灰岩、グレイワッケ、シルト岩、珪質岩、中性、まれに酸性の層灰岩、そしてところどころで、さらに塩基性と中性の溶岩が複雑に組み合わさっている、デボン紀中期-後期、石炭紀前期-中期、二畳紀の層は、さらに広く分布する。岩石の多様性は、複雑な古構造環境を示しており、その中の一部が非補償性である凹地は、おそらく、火山性島弧に隣接していただろう。構造性ブロックとオリストリスの形で現れている古生界中部-上部層の全体の厚さは、はっきりとは知られていないが、全体として数 km に達するであろう。高地の東では、石炭系下部だけで、厚さが 0.8 km を越えるからである。

コリヤーク高地の二畳紀と三畳紀の堆積物の関係についての問題は、説明が不十分である。三畳系下部の露頭から、この間は漸移していると考えられる。中生界の断面では、ヒアタスにより、またしばしば、大きな不整合——激しい構造的な変形相に対応する——で分けられた、三つの、ところによって四つのコンプレックスが区分される。中生界下部コンプレックスは、三畳系下部 (?), 中部, 上部, とところによってジュラ系下部の堆積物を含む。このコンプレックスは断片的に出現し、十分に研究されていない。それでも、コリヤーク高地の北西部(タロフカ-ペクリネイ帯)に、完全に陸源の堆積物——アルコーズ、多源砂岩、火山源砂岩、シルト岩、泥岩で従属的に凝灰岩と層灰岩を含むもの、さまざまな古生代と中生代の岩石片を含む、上部三畳系上部のオリストストローム——があることが確認された。このコンプレックスの厚さは、ところどころで 2 km に達する。アルコーズの材料は、三畳紀の堆積盆地に西から(コニ-タイゴノス帯から?) 入って来た。

コリヤーク高地の中生界下部の層は、珪質(フリント、フタナイト、放散虫岩、ジャスパー)層、陸源-珪質層、凝灰岩起源-珪質層、噴出-珪質層(塩基性溶岩層を含む)、石灰岩の岩片(水面下-地回り起源)を含む珪質層、それと、カルク-アルカリ岩系の塩基性と中性の火山起源-凝灰岩-噴出層である。薄い、完全な珪質層は、比較的深い非補償性凹地に堆積し、また、完全な火山起源の層は、島弧型の地帯に堆積した。興味深い特記すべきことは、前期の陸源堆積物と、その東部の完全な珪質、火山起源の堆積物が、動物地理学上異なる地方に属している、すなわち、前者は、ヴェルホヤンスク-チュクチ地域と同じ、北方地方に、後者は、日本、サハリン、プリモーリエと同じ、より暖かな構造帯に属していること、である。

コリヤーク高地のこの部分の堆積物は、その後、大きく構造的に接近した。中生代前期は、おそらく、収縮による変形と、一時的な隆起で終わり、このため、コリヤーク系に、ジュラ系中部と上部の下の部分の堆積物がないのであろう。

ジュラ紀後期に、収縮が伸長に代わり、これが、ヴェルホヤンスク-チュクチ地域のいくつかの地帯でのように、コリヤーク系の中に、亜大洋型または漸移型の厚くなった地殻の部分的な破壊を起こし、オフィオライト・コンプレックスが露出する拡大地帯が新たに出現した。コリヤーク高地東部のキンメリッジ-ティトン階の堆積物は、超塩基性岩にまで及ぶ、より古い、さまざまな層に、海進によって不整合に重なる。地殻の拡大と分裂は、中生界中部コンプレックス、特にその下部に、未分化の塩基性溶岩を広く発達させることになった。コリヤーク高地の北西部で、ジュラ系上部(キンメリッジ-ティトン階)と白亜系下部(ベリアス-オーブ階下部)の大部分をカバーするこのコンプレックスの断面は、塩基性の噴出岩(玄武岩、スピライト、輝緑岩)層と珪質の岩石(放散虫岩、ジャスパー、フリント、

ジャスパー-珪岩)——礫岩の挟みとレンズがあるグレイワッケの層に覆われる——が、また、この高地の南東部では、凝灰岩-陸源、陸源(砂-粘土)層(2 km まで)——三畳系、古生界の岩石とオフィオライト・コンプレックスの岩石の岩片を含む厚いオリストストロームがある——が顕著である。これらの材料は、非火山性の古ハツイルカ山脈の水面上の斜面に沿って迂り落ちたものであろう。

白亜紀の半ば、コリヤーク系は、コニ-タイゴノス系と同様、水平方向の収縮を受け、いくぶん隆起した。その後、沈降が再開され、コリヤーク系の凹地内に、セノマン-カンパーニュ階をカバーするが、ところどころでは、下にオーブ階上部とマーストリヒト-ダン階を、また上には、ときとして暁新統をも含む、中生界上部コンプレックスの堆積が再開した。

中生界上部の堆積物は、コリヤーク系に最も広く分布している。それらは、本質的には陸源の砂-シルト-粘土層であり、礫質の陸成堆積物(夾炭層を含む)とモラッセ型の沿岸-海成堆積物(主にコリヤーク高地の北西部)から、高地内で優勢な浅水-海成の砂-粘土の堆積物を経て、比較的深いところの、しばしばフリッシュ様の堆積物(高地の南東地帯)に至る、広範囲にまたがる堆積物を含んでいる。陸源物質は、オホーツク-チュクチ火山帯からも、いくつかの内陸隆起からも入って来た。特定の地帯では、陸源堆積物に伴い、珪質の岩石、凝灰岩、まれに玄武岩の溶岩の層、それとセノン期のオリストストロームがある。マーストリヒト期以前、コリヤーク系には、いくつかの地帯の隆起と侵食を伴う、褶曲-デッケによる変形が起きた。これらの地帯で、マーストリヒト階、ところどころで、それとダン階、暁新統の堆積物が、陸成モラッセ(タロフカ-ペクリネイ帯)か、陸源-火山源堆積物(エコナイ帯)である、独特の海進堆積コンプレックスをつくる。白亜系上部の全体の厚さは、コリヤーク系のいくつかの地帯で3~4 km に達する。

暁新世と始新世の境(または始新世の後半)で、コリヤーク系に、新しい水平収縮相が生まれ、最終的に、その現在の褶曲-デッケ構造をつくった。その後、この系の大きな内側部分は、新第三紀と第四紀に力を強めながら隆起したが、北西と南東の縁辺地帯では、不均質の基盤の上に、ペンジノ、マルコフ、アナドゥイリ、ニジネハツイルカ、その他の盆地が生まれた。これらは、始新統中部-上部、漸新統、新第三系、第四系の厚さが0.5~1 km から2~3 km までの層に埋まっている。最初の二つの盆地には、陸源の陸成モラッセと、これと互層したり交代したりする中性と塩基性の凝灰岩と溶岩が、また後の二つの盆地には、陸成堆積物(一部に石炭を含む)と、珪質の岩石(珪藻土)と凝灰岩の挟みがある、浅水-海成の陸源堆積物が、堆積する。コリヤーク系の内側の相対的に隆起した部分に、始新世後期と漸新世に玄武岩、安山岩、流紋岩の噴火が起こり、これに伴い、同じマグマの花こう岩質岩の小岩体ができた。

アナドゥイリ、ニジネハツイルカ盆地の発達は、その後のコリヤーク系の中新世中期前の褶曲形成相により、複雑になった。これらの盆地は、東は、ベーリング海の北東部を占める広い大陸棚に延びていて、この中では、コリヤーク高地とアラスカの構造を結びつける中生代後期の褶曲基盤が、新生代の堆積物の被覆層に覆われている。

このように、コリヤーク系は、基本的には大洋型地殻の上に古生代前期に生まれた優地向斜(あるいは、より正確には海洋地向斜)凹地の場所にできた、独特の褶曲-デッケ構造である、と考えられる。この系の長い間の発達は、繰り返り、収縮相により複雑になった。この相のいくつかは、前にあった地殻の伸长相、部分的な破壊相と交代した。緩やかな衝上断層が発達し、全体的な地塊の南東移動を伴うオフィオライト異地性岩体が形成された、この収縮相は、ジュラ紀中期-後期の初め、白亜紀中期、白亜紀末(最も強力?)、暁新世末、始新世の初め(最終)に起きた。その後、古第三紀末と新第三紀の初めに、コリヤーク系は、上に衝上しているカムチャツカ-オリュートルスカヤ系の北部とベーリング海

盆の周縁(ニジネハツイルカ帯)側から、いくらかの圧縮を受けた。全体としてコリャーク系の発達、白亜紀末からは前造山期、中新世中期からは後造山期に入り、これに伴って、多くの地方で安山岩-玄武岩の非常に大規模な新第三紀の陸上火山の噴火があったろう。それと共に、このコリャーク系には、斜長花こう岩の貫入岩がごくわずかに発達すること、カリ花こう岩の貫入岩の発達がないこと——この系の花こう岩-変成層と成熟した大陸地殻の形成が不完全であることを示す——を強調しなくてはならない。

### 有用鉱物

コリャーク系は、十分に調査されていない。最もよく知られているのは、アナドゥイリ湾(ウゴリナヤ入江)の南西岸にある、上部白亜系上部の堆積物中の石炭と褐炭の鉱床である。アナドゥイリ盆地とニジネハツイルカ凹地、ベーリング海の大陸棚内にある、これらの東への延長である新生代の堆積物には、ガス-石油を含むという、明るい見通しがある。コリャーク系の多くの地帯に露出するオフィオライト・コンプレックスには、クロム鉄鋼、ニッケル、コバルト、アスベストが出る。古第三紀後期の構造運動-火成作用と、アンチモン-ひ素-水銀、金、銀、すずの鉱化作用(すず石-珪酸塩層)は、関連がある。

### カムチャツカ-オリュートルスカヤ新生代褶曲系

広いカムチャツカ-オリュートルスカヤ系は、カムチャツカ半島、コリャーク高地の南東部、一部でこれらを隔てている、ベーリング海の最も西の浅海部分を覆う。西北西に向かい、わずかに張り出た弧をつくるこの系の全長は1,600 km、幅は250~400 kmである。カムチャツカ-オリュートルスカヤ地域では、最初の圧縮による変形は、白亜紀末-暁新世初め、始新世中期にすでに現われたが、現在の褶曲-デッケ構造は、大体が中新世後期につくられ、これから、これを新生代褶曲系と見なすことができる。これは、鮮新世-第四紀に、水平方向の伸長が優勢な中で、異なる地塊運動を行った。

この系の北部は、多くの山脈がある中山形の氷食-侵食地形が特徴であり、この山脈は、コリャーク高地の最高点——レダナヤ山(2.5 km)から扇型に広がり、南西、南、南東に向かって低くなる。この系の中央部分は、地形上は狭い低山形で、一部がカムチャツカと大陸を結ぶ沼沢化した地峡、ベーリング海のコマンドル海盆の西大陸棚地帯(オリュートルスキ、コルフ、カラギンスキ湾、リトケ海峡)と、山の多いカラギンスキ島である。この系の南部、特にカムチャツカの部分は、二つの長く伸びた中山形の山脈——中央山脈と東山脈——で、狭い中央凹地——この中に長いカムチャツカ川の谷がある——によって隔てられている。半島の西海岸沿いに、西カムチャツカ低地が広がる。いくつかの火山列にまとめられる多数の火山が、カムチャツカの地形を特異なものにする。その一つは、中央山脈の中央部にあり、多くの活火山を含む。他の三つは、中央凹地の北部(クリューチェフスカヤ、トルバチク、シヴェルチなど)、東山脈の東端(クロノツキー、コリャーク、アヴァチンなど)、そしてその南部にある。

カムチャツカとその火山の自然に関する最初のデータは、18世紀の半ばに、クラシェニンニコフによって得られた。ディトマルとボグダノフは、19世紀と20世紀に始まる、カムチャツカの地質学研究的パイオニアであった。

30年代に、カムチャツカの有望な含油地帯の調査が始められ、戦後、続行された(デュヴァリ、ディヤコフ)。レヴィンソン-レッシングとザヴァリツキーの発議により、戦前すでに、カムチャツカの現

と最新の火山活動の研究が始まっていた。これに大きく貢献したのは、ウロダベツ、ゴルシュコフ、パイプ、ナボコ、スビャトロフスキー、フェドトフ、である。カムチャツカに火山観測所が設けられ、その後、火山研究所に改組された。カムチャツカの地質構造とその発達は、さまざまな角度から、ウラソフ、チホノフ、グニビデンコらによって研究された。カムチャツカの地質についての最新の総括が、マラハノフとポタピエフ（1981）の論文で、また、シャピロ、エルマコフ、シャンツェル、シュリディネルらの論文（1987）——より詳細な層位学的、構造的、火山学的資料に基づくもので、その後の論文に広く利用された——で行われた。コリヤーク高地の南西部の研究は、北極地質自然科学研究所、カムチャツカと全連邦の航空地質協会、ソビエト科学アカデミーの岩石圏研究所の地質学者たち（ボグダノフら）により行われた。

## 地質構造

カムチャツカ-オリュートルスカヤ系には、三つの主な構造階——白亜紀後期前（本質的には先カンブリア-古生代）の変成した基盤、白亜紀-中新世の地向斜褶曲、鮮新世-第四紀の後地向斜、非褶曲——いろいろな地質学者により、造山階またはリフト階と見なされる——の地域がある。変成した基盤は、その組成、起源、年代が、この系の南西部と北東部では、はっきりと異なる。カムチャツカの南西部では、それは先カンブリア時代、一部は始生代でさえある、変成度の高い岩石（片麻岩など）、変成度の低い古生代の岩石、わずかに変成したジュラ紀-白亜紀前期（？）の岩石である。カムチャツカのこの部分は、おそらくオホーツク・マッシーフの古い基盤と一体の大陸型の先カンブリア時代の地殻をもつ、と考えられる。この系の北東部のところどころに、コリヤーク系と同じ優黒質塩基性岩-超塩基性岩の基盤が露出するが、おそらく、どこにも分布しているのであろう。このコンプレックスの斑れい岩質岩の時代は、リーフェイ紀後期であった。

地向斜褶曲階は、さらに、ヒアタスで、またある地帯では不整合によって隔てられた、三つの亜階に分けられる。下部亜階は、ほぼ白亜系上部に当たるが、ところどころに、白亜系下部の上部と暁新統下部——おそらくカムチャツカ-オリュートルスカヤ系のほぼ全地域に分布し、その西部地帯では厚い陸源の層であり、大きな東部地帯では、全く火山起源の層である——を含む。中部亜階（暁新統上部-始新統下部）の発達は限られている。より広く分布する上部亜階（始新統中部の上部と中新統）は、中部亜階のように、上下方向にも横方向にも、海成、沿岸-大陸性の陸源の層と火山層が組み合わせて複雑になっている。

不整合に載る鮮新世-第四紀の階は、地形の凹所を埋め、陸上の火山帯をつくる、陸成層と種々の組成の火山岩である。このほとんど変形されていない階は、主に、断層で限られた地溝の場所にある。この階の発達する広い地域は、鮮新世前のカムチャツカの構造を固く隠して、これが、その解釈に大きな対立をもたらしている。

カムチャツカ-オリュートルスカヤ系の構造プラン中に、縦と横の帯状分布があるのが確かめられた（38図参照）。前者は、西北西に張り出した弧状の累層帯と構造帯——多くは、さまざまな形で、全体が追跡される——の存在となって現れる。後者は、四つの横断地区、すなわち、（北から南に）オリュートルスキ（相対的に隆起）、北カムチャツカ（東部地帯で相対的に沈降）、中央カムチャツカ（中央地帯で相対的に沈降）、いくつかの地帯に先カンブリア時代の褶曲した基盤の突出がある、最も隆起した南カムチャツカ、の存在となって現れる。カムチャツカ-オリュートルスカヤ系の横断地区は、長期にわたって活動する北西方向の深層断裂系で断たれたり、一部は切られたりしているであろう。

北（オリュートルスカヤ）地区には、ふつう、二つの地帯——北西ウケラヤト（ある図ではコリヤーク系に含まれる）と南東オリュートルスキ——が区別される。ウケラヤト褶曲帯は、セノン期と暁新世前期の、フリッシュ様陸源堆積物から成る。これは、南のカムチャツカの最も西の部分に延びている。この上に、コリヤーク系のいろいろな地帯が南西から、また、オリュートルスカヤ帯が南東から、衝上している(41図)。地層では、多かれ少なかれ同じようなオリュートルスカヤ帯は、構造関係では、南東と南に向けてしだいに離れ離れになる、三つの隆起——白亜系上部と暁新統下部(?)の厚い火山起源-珪質層と火山起源の層から成る——と、それらを隔てる狭い凹地——古第三紀と中新世の凝灰岩起源-陸源のフリッシュ様堆積物で埋まる——でできている。

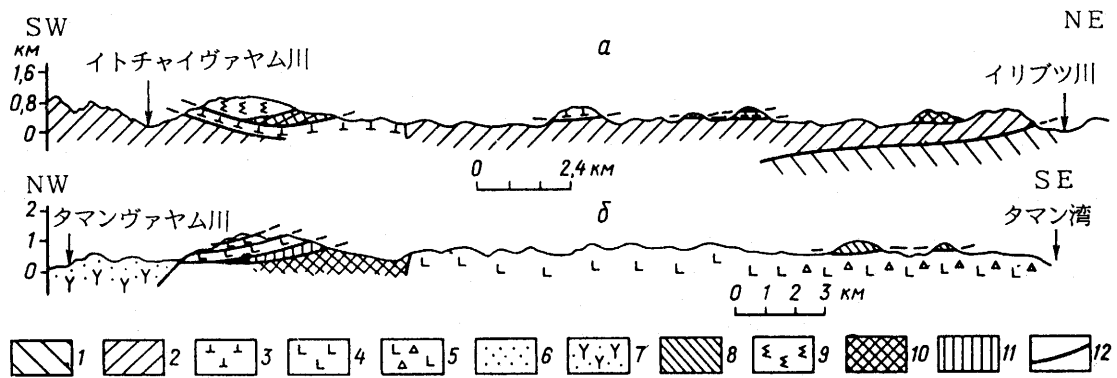
ウケラヤト帯に押しつぶされた西オリュートルスコエ隆起は、複雑な褶曲-覆瓦構造が特徴で、この中には、白亜系上部の珪質-玄武岩層と共に、斑れい岩-超塩基性岩コンプレックスの異地性の覆瓦構造がある。北カムチャツカのレスナ複背斜の異地性コンプレックスは、その延長である。これより東のゴヴェナ隆起は、コルフ湾とオリュートルスキ湾の間の同名の半島を占め、アンチフェルゲンツ構造で、その軸に向かって倒れる衝上断層に限られている。この南延長は、カラギンスキ島東部とカムチャツカの東複背斜の覆瓦構造に見られる。最も東の広いオリュートルスキ山脈の隆起は、南のベーリング海中に没し、ここのシルショフ海嶺がその延長である。西のコルフ凹地は、しだいに南西に広がり、コルフ、カラギンスキ湾底に延び、一部は同名の島の西部で見られる。広い中央カムチャツカ複向斜は、その延長である。南で東オリュートルスキ凹地は、より広い、ベーリング海のコマンドル深海盆に“入り込む”。この地帯のこうした構造はすべて、ほぼ水平に堆積した、中新統上部の海成モラッセと陸成層——鮮新統——、それと広くて厚い、第四紀の陸上噴火の火山岩の被覆層に不整合に覆われる。

カムチャツカ半島を占める、この系のより大きな南部の構造には、鮮新世前の褶曲階と、ほとんど変形を受けていない、鮮新世-第四紀の堆積-火山起源コンプレックスの構造が区別される。西カムチャツカと東カムチャツカの背斜帯と、それらを隔てる中央カムチャツカ向斜帯が、この構造の主な要素である。西カムチャツカ背斜帯の鮮新世前の層は、カムチャツカの三つの横断地区に露出している。北の地区——レスナ複背斜で、その構造は、二つの時期につくられた。古第三紀初めの、前の時期に、その原地性の白亜系上部の陸源コンプレックスは、東から移動した、やはり白亜系上部の珪質-火山起源コンプレックスによって、構造的に覆われる。後の時期——中新世——に、白亜系上部の層は、これを不整合に覆う古第三系層と共に、花こう岩質岩に貫かれ、褶曲し、逆断層と衝上断層で擾乱された。

中央地区の西部で、レスナ複背斜は、長期にわたる褶曲をした、白亜系上部、古第三系、中新統のチギリ純陸源堆積物により、覆瓦状に覆われる。カムチャツカの南地区のその延長上に、中央山脈の南部の地塊隆起(マルキン地壘)——複雑な移動をした、変成した先カンブリア界と、それを不整合に覆う、緩い傾斜で堆積した古生層から成る——がある(42図, a)。この末端、そして北と南の沈降部で、これが、次には、白亜系上部の層——西部では陸源の層、東部では完全に火山起源の層——に不整合に覆われる。新生代に、埋没した基盤のマルキン隆起の延長上にできたカムチャツカ盆は、南カムチャツカの西海岸に沿って広がる。それと共に、この海盆は、最初、オホーツク海中央マッシーフの一部であった、と考えられる。

コルフ凹地の南への延長である、中央カムチャツカ向斜帯は、南に向かってしだいに幅を広げ、中央カムチャツカ地区で最大200 kmに達するが、南カムチャツカ地区で、再び急に狭くなる。これは主に中新世の堆積物で埋まっていて、背斜の核では、この下から古第三紀層が突き出ている。向斜帯の褶曲構造は、半分以上、その上に重なる鮮新世-第四紀の地溝と火山性被覆層で隠されている。カムチャツカの構造に重要な役を果たしている、中央カムチャツカ深層断層は、向斜帯の軸に沿って延びている。





41図. オリュートルスカヤ帯の地質断面 (ボグダノフら, 1982 による)

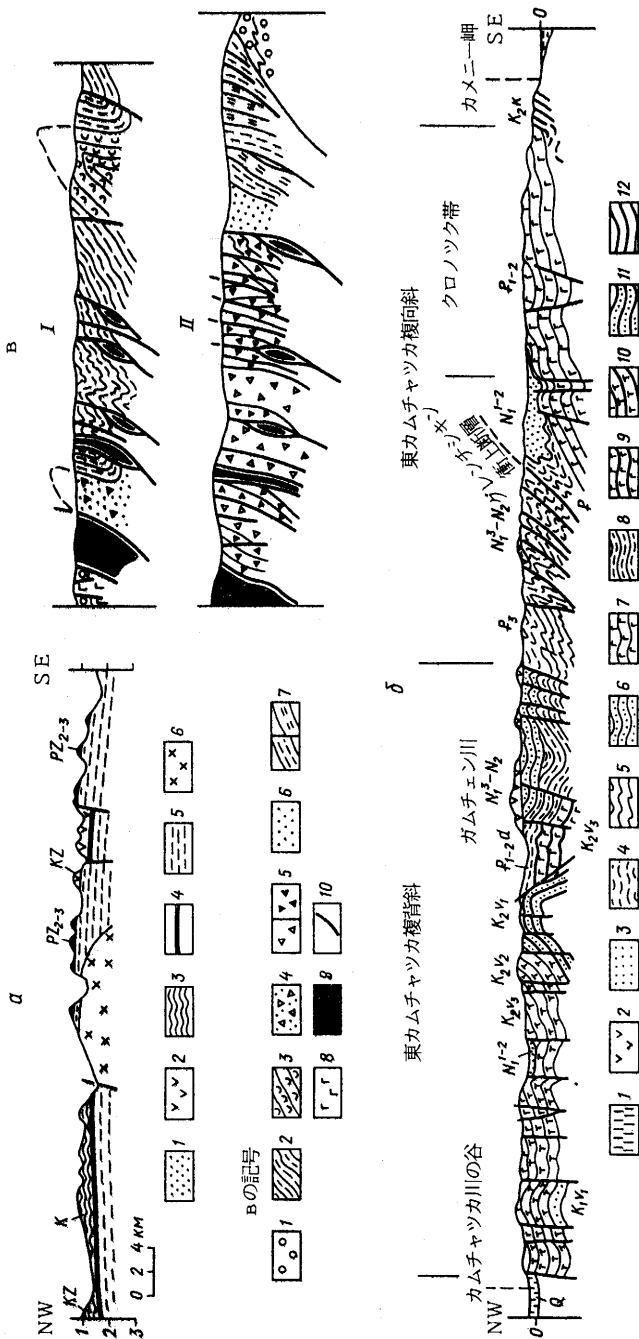
a - オリュートルスカヤ帯の北縁を通る断面； 6 - オリュートルスキ山脈を通る断面；  
 1 - 白亜系上部 - 暁新統, コリャーク系のフリッシュ (ウケラヤト帯)； 2 - 3 - 白亜系上部の火山起源 - 珪質コンプレックス (2 - もっぱら珪質の岩石と凝灰岩起源 - 珪質の岩石； 3 - もっぱら玄武岩)； 4 - 5 - 白亜系上部の火山起源コンプレックス (4 - 玄武岩； 5 - 玄武岩の溶岩角礫岩と凝灰角礫岩)； 6 - 成層した凝灰岩； 7 - 玄武岩と安山岩の凝灰岩と凝灰角礫岩)； 8 - 古第三紀のフリッシュ様コンプレックス； 9 - 輝岩； 10 - 斑れい岩； 11 - 脈岩コンプレックス； 12 - 断層による擾乱

東カムチャツカ背斜帯は、カラギンスキ島の東部からクムロチ、ツムロク、ヴァラギンスキ山脈を通して南南西方向に広がり、後に、急に南東に向きを変え、太平洋の海面下に去る(42図, 6参照)。その分布する大部分のところ、この背斜帯は、白亜系上部、古第三系、一部で中新統下部 - 中部の堆積物から成り、東への逆断層 - 衝上断層による地塊の移動を伴う複雑な褶曲 - 覆瓦構造をつくる。背斜帯の北部(カラギンスキ島、オゼルノイ半島)のいくつかの覆瓦構造の中に、先カンブリア時代後期(?)の優黒質基盤の超塩基性岩と斑れい岩質岩がある(42図, B)。おそらく覆瓦構造は、二つの収縮相——古第三紀前期と中新世後期——の中で形成されたものであろう。褶曲 - 断層構造が南東の方向をもつ、背斜帯の南部、ガナルイ地塊に、始生代の変成コンプレックスが露出する。背斜帯の中央部と南部に、現在の火山を上に乗く、最も新しい火山構造性盆地が生まれた。

狭いチューシェフスキ(東カムチャツカ)凹地が、東カムチャツカ背斜帯とポストーク半島の複背斜帯——優黒質基盤の岩石と、白亜系の上部層と古第三系の層から成る——を隔てている。しかし、ポストーク半島(カムチャツカ、クロノツクなど)と、これを隔てる湾になっている海盆を、南東方向のいくつかの違った褶曲帯——東で、上に載った千島 - カムチャツカ海溝の北部で切られる——に入れる、別の意見もある。

カムチャツカ - オリュートルスカヤ系の鮮新統 - 第四系の構造は、いくつかの水平方向の伸長、断層型、また一部は移動型の活発な断層の中で形成され、これらによる運動が、個々に、一連の地塁型、単斜地塁型の地塊隆起と、もっぱら地溝型の盆地、完全な玄武岩質、安山岩 - 玄武岩質の大規模な陸上火山活動を生んだ。最新の構造は、この地方の鮮新世 - 第四紀の堆積層、火山起源の層の検討に伴い、その特徴が明らかにされるだろう。

カムチャツカの西部と中央部の地殻の厚さは、35 - 42 km に達するが、コリャークの東部と南部では、30 km まで薄くなる。厚くて古い“花こう岩 - 変成層”をもつ、成熟した大陸地殻が、カムチャツカ - オリュートルスカヤ系の南西部をつくるが、いっぽう、その広い北東部では、この“層”の形成作用はまだ終わらなかった。シュリディネルらによると、優黒質基盤の露出と、最近の溶岩中の深成岩のゼノリスの成分から見て、火山起源 - 堆積“層”が、縦波の速さが、それぞれ、6.6 - 6.7, 7.1 - 7.2 km の



42図 カムチャツカの地質断面

a-中央山脈の南部を通る断面 (ハンチュク, 1987 による). 1-2-新生界; 1-砂岩と礫岩; 2-石英安山岩と凝灰岩; 3-白亜系, 砂岩と頁岩; 4-5-古生界中部-上部, マルキンスカヤ統; 4-メタタクリタイトとメタ玄武岩; 5-メタ堆積岩; 6-古生代後期-中生代のトーナライト  
 6-クロノツク半島の緯度で東カムチャツカを通る断面 (シャピロとセリヴェルストフ, 1976 による). 1-第四紀層; 2-中新統上部-鮮新統の噴出岩; 3-中新統下部-中部; 4-5-漸新統; 6-8-晩新統-始新統; 9-11-白亜系上部, ヴアラギンスカヤ統 (9-噴出岩, 10-シルト岩, 凝灰岩, フリント; 11-砂岩); 12-白亜系上部, カメニチー岬層  
 B-カラギンスキ島東部 (I) とクムロチ山脈の北部 (II) を通る断面 (シャピロら, 1984 による). 1-新第三系; 2-4-カラギンスキ島の白亜系-古第三系 (2-シルト-泥岩層; 3-珪質-泥岩層; 4-フイソクロナイスカヤ層); 5-7-クムロチ山脈のマーストリヒト-ダン階 (5-礫質凝灰岩と溶岩, 細礫質凝灰岩; 6-粗粒砂岩; 7-珪質泥岩とフリント); 8-マーストリヒト期以前の白亜系上部層; 9-超塩基性岩と斑れい岩質岩; 10-断裂による擾乱

片岩-塩基性岩と、グラニュライト-斑れい岩の岩石物理学的“層”に覆われている可能性がある。

カムチャツカの重力の場合は、中央向斜帯では負の重力異常、西と東の背斜帯ではわずかに正の重力異常、そして、ポストーク半島地帯——おそらく、ち密な優黒質基盤が、ここでは地表に近い——で、はっきりと重力がマキシマムである、という特徴がある。カムチャツカ-オリュートルスカヤ系の西部の地球磁場では、西背斜帯と西カムチャツカ海盆に対応する、広い負の異常帯が区別される。これは、厚い非磁性の白亜系-新生界の陸源堆積物、そして一部は片麻岩基盤が隆起しているのが原因である。この系の中部と東部に、狭いミニマム地帯——これと中央カムチャツカ凹地が一致する——で隔てられた、二つの縦の大きな地磁気のマキシマム帯が見られる。南東方向の地磁気の異常系は、東背斜帯の南部とポストーク東半島地帯と一致する。

カムチャツカ-オリュートルスカヤ系の大部分のところの熱流量は、 $50\sim 75\text{ mWt}/\text{m}^2$ であるが、カムチャツカの中部地区では、その最西部を除き、 $50\text{ mWt}/\text{m}^2$ 以下でさえあり、半島の南部でだけ、 $75\text{ mWt}/\text{m}^2$ から $125\text{ mWt}/\text{m}^2$ 以上に変化する。こうした熱流量の分布の性質は、カムチャツカの南西部の下に、その放射性崩壊が大陸の全熱流に大きく貢献している、ウランとトリウムに富む、成熟した大陸地殻が存在することによるものである。

それと共に、カムチャツカのほとんどすべての火山帯がある、カムチャツカ中央地区の大部分で、熱流量の値が割合に低いのは、一見、奇妙に思われる。しかし、カムチャツカの第四紀の火山岩の圧倒的多数が、深さ $30\sim 40\text{ km}$ 以上にある上部マントルのマグマから出たもので、酸性と中性の噴出岩を出した、ごくわずかな火山だけが、おそらく地殻内マグマ溜りから“補給を受けた”であろう、ということ、念頭におかなくてはならない。この500万年間の急激な火山活動の活発化は、伸長と加熱の増強、上部マントル中のマグマ溜りの発生によるもので、熱の伝導前線が、上に向かって地殻全体に——地表に達するまで——、まだ広がれないのであろう。それと共に、火山活動の活発な地帯には、マグマの溶融体と熱水の上昇の際の対流による、局地的な、はっきりとした地熱のマキシマムが観察される。東カムチャツカ帯は、現在の間欠泉がある、ソビエトでただ一つの地方である。

カムチャツカの南地区と中央地区から東に、千島-カムチャツカ海溝——この西で、アジア大陸の下に震源ゾーンが沈み込む——の北部があるため、北緯 $56^\circ$ までのカムチャツカの東部と中央部は、西に向かって $50\text{ km}$ から $200\sim 300\text{ km}$ まで、しだいに深くなる、上部マントル内震源をもつ、高い地震活動度が特徴である。カムチャツカの最新のあらゆる火山活動地帯で、マグマ溜りは、震源ゾーンよりも上にあり、その形成は、プレート・テクトニクスのモデルによると、起源的には、太平洋岩石圏プレートの地殻下へのサブダクション、カムチャツカの上部マントルと関連がある。しかし、カムチャツカの第四紀の溶岩中のアルカリ性、カリウムの含有量の震源ゾーンの沈む側での、つまり西に向かっての増加——これは、プレート・テクトニクスのモデルによれば、サブダクション帯と解釈する場合に起こるはずのもの——は、観察されていない。

## 層位学

先カンブリア時代の変成層が、カムチャツカ南部の断面の最下部をつくる。黒雲母、片麻岩、ざくろ石-黒雲母、その他の斜長片麻岩、角閃石、結晶片岩、珪岩、大理石のガナルイ統( $3.5\text{ km}$ 以上)と、これとは断裂で隔てられている、酸性、中性、塩基性のメタ火山岩のステノヴァヤ統( $3\text{ km}$ 以上)が、その中の最古のものであろう。

ガナルイ統の岩石は、グラニュライト相と角閃岩相、ステノヴァヤ統の岩石は、緑簾石-角閃岩相の

変成作用を受けた。ガナルイ統の岩石の形成は、30~32億年のメタ斑れい岩質岩とメタトナライト（斜長花こう岩片麻岩）に貫かれていることから見て、始生代前期であり、ステノヴァヤ統の岩石は、初期の時代のジルコンの年代（30~26.5億年）から見て、始生代後期に形成された。二つの統を変成させた、後の変成相の時代は、17~10.5億年、つまり、原生代末からリーフェイ紀中期まで、とされている。

マルカ突出部には、再三変成作用を受けたコルパコフ統の岩石——後退変成作用のらん晶石、きん青石片麻岩、斜長片麻岩、ざくろ石角閃岩とカルシファイア（2.5 km 以上）、それを不整合（？）に覆うマルカ統の岩石——メタ陸源層（基底礫岩とグリットを含む）と塩基性のメタ火山起源層（3~5 km）——これらの変成作用は、断面の上に向かって角閃岩相から緑色片岩相まで低下する——、それと、らん閃石片岩相の変成を行った、クヴァホンスカヤ層の凝灰岩起源-碎屑岩（2 km）が露出する（42図、a 参照）。これらの層はすべて、白亜紀末に出現した白亜系上部の堆積物の不均等な（帯状の）変成作用の産物である、という意見がある。しかし、この変成層は、より古く、時代がさまざまである、という説が、より妥当である。コルパコフ統は、その片麻岩のジルコンの年代（13億年）から見て、先カンブリア界のものである。マルカ統は、その中に露出するデボン紀、石炭紀、二畳紀の胞子の化石によって、古生界中部-上部に、また、白亜系上部に不整合に覆われる、クヴァホンスカヤ層は、一応、ジュラ系-白亜系下部に入れなくてはならない。シュリディネルらによると、コルパコフ統の岩石（それとおそらく、ガナルイ突出部の原生界の岩石も）は、中央マッシーフの基盤と見なすことができ、また、マルカ統の岩石は、その火山起源-堆積被覆層と見られる。マルカ突出部の変成岩は、先カンブリア時代の花こう岩、古生代後期のコートラングイト-ノーライト-閃緑岩、中生代-中生代後期のトナライトの貫入岩の貫入を受けている。

カムチャツカの北東、カムチャツカ岬、オゼルノイ半島、カラギンスキ島に、疑いなく、白亜系上部以前の塩基性-超塩基性の深成岩が、また、塩基性の結晶片岩——多くの研究者（マルコフら）によって、上に東カムチャツカ帯とオリュートルスカヤ帯の優地向斜凹地が重なった、優黒質基盤層とされている——が、露出する。カムチャツカ岬地方の優黒質基盤中に含まれる、オレネゴルスク斑れい岩-トロクトライト質深成岩の斑れい岩の時代は、リーフェイ紀後期（8.7~9.5億年）で、これは、コリャーク系の優黒質基盤の時代をオルドビス紀以前とするデータと一致する。このように、カムチャツカ-オリュートルスカヤ系の南西部で、先カンブリア時代の典型的な大陸性基盤が確認され、また、その北東部では、先カンブリア時代の優黒質（“大洋性”）基盤も認められた。それらの分布地域の境界がどこを通るかは、正確には分かっていない。この系のあらゆるところで、その下に、非常に厚い大陸性の地殻があることを考えると、優黒質基盤は、その北西部のどこにもあるのではないが、限られた古い（それと新しい？）移動を伴った断層帯には存在する、と推定できる。

カムチャツカ-オリュートルスカヤ系のほぼ至るところに、白亜系上部（ある地帯では、放散虫で見ると、アプト-オーブ期-白亜系上部）層が分布している。ところどころで、それが、中生界上部以前の変成層に不整合に載っているのが見られるが、その基盤は露出してないことが多い。シャピロ（1976, 1981）によると、これらは、はっきりとした縦方向の帯状分布をしているのが特徴である。カムチャツカの西部地帯と南コリャークのウケラヤト帯で、白亜系上部は、砂-シルト-粘土質の陸源のグレイワッケ層であり、しばしばフリッシュ様の周期性をもち、そこここに、玄武岩の溶岩と凝灰岩の個々の挟みがある。薄い夾炭層があることを考えると、最も西の断面では、これらは浅水性堆積物であるが、より東では、大陸斜面とその裾に堆積した。碎屑物は、西——オホーツク海マッシーフ側——から、一部はマルカ突出部から入って来た。

カムチャツカ地方の大部分とオリュートルスカヤ帯に、堆積-火山起源の層が分布する。これらは、断面の上部で入れ代わり、この系の走向と交差する、二つのタイプに属している。第一の珪質-玄武岩タイプは、無斑晶、高チタンの枕状玄武岩、成層した細粒凝灰岩、ハイアロクラスタイト、珪質-粘土岩の集まりで、赤色のジャスパーと石灰岩の薄い挟みを含む（カムチャツカのイルネイ統とオリュートルスカヤ帯のヴァツイナ統）。第二の凝灰岩起源-ひん岩タイプは、成分がさまざまな溶岩（ひん岩構造のある安山岩-玄武岩が優勢）、礫質凝灰岩（しばしば断面で優勢）、それと凝灰岩起源-陸源堆積物と、成層した明るい色のフリント（カムチャツカのヴァラギンスカヤ統、オリュートルスカヤ帯のアチャイヴァヤム統）、である。カムチャツカ岬で、堆積-火山起源の層は、上部で、セノン階のサブアルコース——シルト岩と泥岩の挟みをもつ——と交代するが、この陸源物質は、東方の、コマンドル諸島地域と、コマンドル海盆と“太平洋”の北西の“隅”の隣接地域にあった隆起、とから入って来た。白亜系上部の全体の厚さは、はっきりとは分からないが、すべての地帯で、数キロと測定されているであろう。

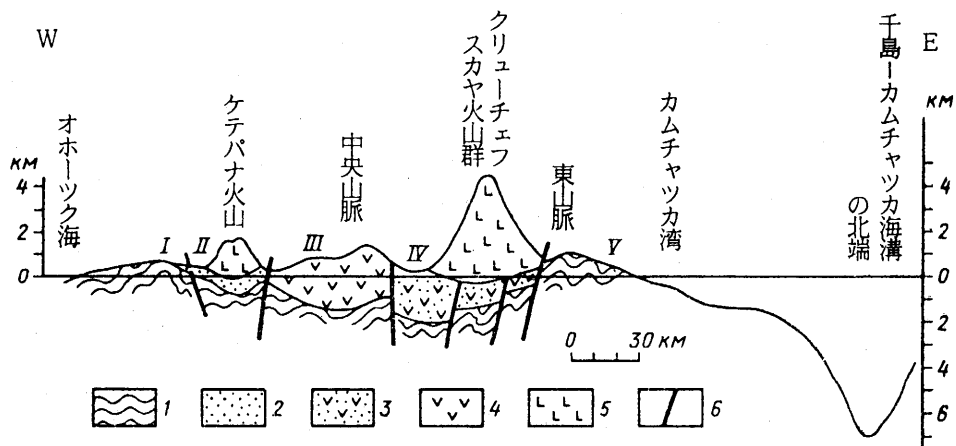
ある地帯では、白亜系上部の堆積物と、暁新統下部、場所により、さらに暁新統上部と始新統下部——厚さ1 kmから2~4 kmまで——とは、密接な関係がある。西カムチャツカ帯の北部では、暁新統と始新統下部とは、砂-粘土、一部に石炭を挟む陸成層（植物化石と淡水の軟体動物の化石を含む）と、いくつかの安山岩質、玄武岩質火山岩の層と薄い層を含む、沿岸-海成堆積物である。中央カムチャツカ帯とカムチャツカ帯の南に、これらの堆積物は存在しない。東カムチャツカ帯とオリュートルスカヤ帯、東カムチャツカ半島帯では、暁新統と始新統下部は、玄武岩と安山岩の海底溶岩流がある、凝灰岩と凝灰角礫岩層、フリッシュ様の珪質-陸源堆積物である。カムチャツカ-オリュートルスカヤ系は、始新世中期に、隆起を伴う収縮による変形を受けた。始新世中期末、または後期から、西カムチャツカ帯と東カムチャツカ帯で沈降が再開し、また中央地帯では沈降が始まり、ヒアタスを挟んで中新世後期の初めまで続いた。西カムチャツカ帯では、二つの大きな堆積輪廻に対応する、陸源堆積物が、この間のものである。二つのサブ輪廻に別れる下部輪廻（始新統上部の上部-漸新統）は、本質的には（第一のサブ輪廻の下部を除き）ヴァヤムポリスカヤ統（2~3.5 km）であり、上部輪廻（中新統下部-中新統上部の下部）は、カヴランスカヤ統（1~2 km）である。二つの輪廻は、礫質（礫岩、グリット、砂岩）堆積物（下部輪廻では陸成、夾炭）で始まり、この上に、より細粒（砂岩、シルト岩、泥岩）の浅水-海成堆積物——“漂流”礫の挟みがある、いくつかの珪藻土層と火山灰層——が続く。この地帯の最も北の部分では、始新統上部の一番下に、陸上噴火の玄武岩の溶岩、火砕岩、凝灰岩起源の碎屑岩の層が目立つ。上部輪廻は、石炭を挟む陸成層で終わり、火山性物質が豊富である。中新世に、カムチャツカの南西岸は沈降した（西カムチャツカ盆地）。二つの輪廻の堆積物の時代は、植物化石、淡水産の軟体動物と海産の軟体動物、凝灰岩の絶対年代で決定されている。

中央カムチャツカ帯で始新統上部-中新統中部に入るのは、対照的な成分の陸上火山の生成物で、これは、石英安山岩と流紋岩の凝灰岩、イグニンプライトと溶岩を含む玄武岩質、安山岩-玄武岩質溶岩と凝灰岩の組み合わせである（1~1.5 kmまで）。中新世の火山岩は、相の上では、陸成と沿岸-海成の凝灰岩起源-碎屑性モラッセ（カヴランスカヤ統と同じ）と関連があり、これは、北から中央カムチャツカ凹地に入り込んだ、狭い湾内に堆積したものである。

東カムチャツカ帯の始新統-中新統の層位学的研究は、今のところ、十分でない。しかし、ここに、全体の厚さが2~3 kmまでの火山起源-陸源層が広く分布するのは、疑いない。その断面では、だいたい始新統中部-上部の最上部、漸新統、中新統に当たる三つの堆積輪廻が区別される。東カムチャツカ帯の最も南で、この時代、対照的な成分の溶岩と火山碎屑岩の堆積があった。ポストーク半島帯には、始新統上部の海底噴火のソレアイト玄武岩層がある。漸新統と中新統に入るのは、陸源、しばしばフリ

ッシュ様の層と夾炭層——浅水-海成, 沿岸成の珪藻土, 火山灰凝灰岩の挟みをもつ——である。

カムチャツカは, 中新世後期に, 全体的な隆起と侵食を伴う, 最後の褶曲-地塊変形に加わった。鮮新世の初めに, カムチャツカのある地帯は, 水平方向の伸長と, 地溝を形成する沈下を始め, その中に大規模な陸上火山の活動が再開した(43図)。これに反し, 他のある地帯は, 鮮新世と第四紀に, 地塊隆起とドーム-地塊隆起を行った(中央山脈の南部と北部, ポストーク半島)。鮮新世-第四紀の陸成層(沖積性, プロリュエビアル, 湖沼性)と浅水-海成堆積物(0.5~1 km まで)の主な堆積地帯は, カムチャツカの西海岸の南半分(西カムチャツカ表生盆地)と中央カムチャツカ地溝盆地である。沈降が堆積によって完全には補償されなかった, その北の延長上に, ベーリング海のカラギンスキ湾が生まれ, カラギンスキ島の西海岸で見られた, 砂-シルト-珪藻土の海の堆積物が堆積した。鮮新世と第四紀の堆積物は, 至るところに火山灰が混入し, また多数の火山灰の挟みがあり, 最新の火山帯の中には, 噴火と火山碎屑物の層が認められる。これらの地帯は, 陸上噴火の生成物が厚く堆積することによって再補償された, 長く延びた火山性構造盆地で, 中央山脈, 中央凹地(クリューチェフスカヤ), 東, 西地帯がある。



43図. カムチャツカの主な構造を横切る模式的断面 (シャイツェル, 1987による)

1 - 白亜系-古第三系の基盤; 2 - 新生代後期の堆積層; 3 - 同, 火山起源-堆積層; 4 - 同, 火山起源層; 5 - 第四紀の大火山; 6 - 断裂; I - チギリ隆起, II - パレンスコ-ヴォヤムボリススキ凹地, III - 中央火山起源凹地, IV - 中央カムチャツカ凹地(カムチャツカ-リトケ凹地), V - 東カムチャツカ地帯-複背斜

中央地帯を除くすべての地帯で, 対照的な火山岩類(中央地帯で0.5~1 km まで)をつくるサブアルカリ玄武岩の溶岩と, 量的にはより少ない石英安山岩質イグニブレイトの噴火は, 鮮新世前期のことである。全体的な隆起を伴う短期間の休止の後, 成分の対照的な, ところどころで安山岩質の噴出物の噴火が, 鮮新世後期に再開した。エオ更新世と更新世の初めに, 大規模な玄武岩の流出が起こり(溶岩の厚さは最高0.4~0.7 km), 中心噴火型の大きな楕状火山と, 広域噴火による溶岩台地を生じた。その後, 更新世中期に, そしてその後の更新世と完新世に火山活動は東地帯と南地帯では, そのまま続き, 中央地帯では強まり, 中央山脈地帯では, しだいに衰えた。

この時期, カムチャツカには, 多数(250以上)の複成火山が活動し(その中の28は活動を続けている), 2,000以上の小さな単成火山円錐丘ができた。火山の多くは玄武岩質, 安山岩質溶岩, 一部は火山碎屑物を噴出し, 深さ30~40 km 以上のマントル上部にあるマグマ溜りから——主として, 伸長が強まり, マグマを通す断裂と割れ目の透過性が増す相の中で——の供給を受けた。同じ様な火山に入るのは,

特に、クリューチェフスキ、トルバチク、クロノツク、その他多くの火山である。ごく少数の火山は、玄武岩-安山岩-石英安山岩質、安山岩-石英安山岩-流紋岩質の溶岩と火山碎屑物を出した。これは、中間的なマグマ溜り、または、独自の地殻内のマグマ溜り——この中でマグマの分化が起こった——からさえ、供給を受けた。カムチャツカの第四紀の火山で覆われた面積は、エルマコフの計算によると、5万km<sup>2</sup>を越え、その体積は約1万8000km<sup>3</sup>で、そのうち、中性と酸性の岩石は、わずか2200km<sup>3</sup>、つまり12%である。カムチャツカの北地区で、最新の陸上火山の火山岩は発達が非常に限られているが、オリュートルスキ地区では、厚さが1~1.5kmまでの更新世の玄武岩質、安山岩質、石英安山岩質の火山の生成物が、総面積1万5000km<sup>2</sup>の二つの広大な地域を占める。

### 主な発達段階

カムチャツカ-オリュートルスカヤ系の白亜紀後期以前の地質学的発達についてのデータは、断片的なものである。その南西部はおそらく、先カンブリア時代の前期にはもう、大陸型の地殻をもち、広大なオホーツク-南カムチャツカ・マッシーフの一部になっていたであろう。このマッシーフは、ユドマイスク（南ヴェルホヤンスク）その他の原生代後期のオーラコゲンと地向斜凹地の形成によって、シベリア卓状地の基盤から切り離されたものである。これに反して、この系の北東部では、リーフェイ紀後期にすでに、古太平洋底の周縁のものか、あるいは、より古い大陸地殻の崩壊と分裂の結果生まれた、優黒質基盤をもつ、一つ、またはいくつかの地帯に属する、大洋型地殻が存在した。古生代に、カムチャツカの南西部で、変成した先カンブリア時代前期の基盤は、中程度の厚さでわずかに変形し、古生代末、まれには中生代前期に累帯変成作用を受けた火山起源-堆積被覆層に覆われた。古生代と大部分の中生代での、大きなこの系の北東部の発達については、ほとんど何も知られていないが、隣接するコリヤーク系から考えて、その古生代以前の基盤は、火山起源-堆積層に覆われ、繰り返し構造的な変形を受けた、と推定される。

白亜紀前期末-後期の初めに、この系の大きな東部の地殻は、おそらく拡大し、崩壊し、大洋型地殻をもつ新たな地帯を生ずるまでに至ったのであろう。比較的深いところで、玄武岩の噴火と珪質の堆積物の堆積が起り、しだいに安山岩-玄武岩質の凝灰岩起源-溶岩層と交代する。この火山活動の活発な優地向斜凹地（古地理学的には、むしろ縁海である）に、西（オホーツク海マッシーフ?）から豊富な陸源物質が流入した。セノン期に侵食された、あまり目立たない隆起が、この凹地の北東を取り巻いた。

暁新世(?)と始新世中期にカムチャツカ-オリュートルスカヤ系は収縮変形相に代わり、この間に、西オリュートルスカヤ、西カムチャツカ北部背斜帯のデッケ構造（東への押しかぶせ断層を伴う）が、また、東カムチャツカ背斜帯に覆瓦-押しかぶせ断層構造、その北の延長である、南コリヤークのゴヴェナ亜帯にアンチフェルゲンツ構造、が生まれた。

暁新世-始新世前期にすでに、カムチャツカ-オリュートルスカヤ系に、隆起と断裂の内側地帯ができた。始新世中期の収縮相の後、始新世後期、漸新世、中新世の大部分の間、この系の西部と東部で、それぞれ完全な陸源物質と陸源-火山起源の物質で埋められた、凹地の発達が再開した。この系の中心部に、独立した広い隆起が現れたが、後にこの中軸地帯に、もう一つの火山活動が活発な凹地の発達が始まった。全体的な隆起を伴った、中新世後期の収縮相は、いま取り上げているすべての系、とくに西カムチャツカ、東カムチャツカ背斜帯の褶曲-押しかぶせ断層構造を完成した。これらの構造は、その後、ドーム-地塊状隆起としてのみ現われた。

鮮新世と第四紀に、この収縮は、いくつかの律動的な水平伸長と地殻の分裂に代わり、この間、多く

の地塁状隆起と、線状に延びた、もっぱら地溝状の盆地——厚い本質的な玄武岩の陸上噴火の生成物、まれに、陸源-火山源または陸源物質によって埋められた——が個々に生まれた。カムチャツカの南火山帯と東火山帯は、千島火山帯が直接北に延びたもので、クリューチェフスカヤ火山帯が含まれるカムチャツカ中央地溝は、エルマコフによると、南オホーツク（千島）深海盆の北の延長であり、ただ、中央山脈の火山構造的陥没地だけは、カムチャツカの最も火山活動の激しい、中央の横断地区外に延びていない。

カムチャツカ-オリュートルスカヤ系の有用鉱物は、今のところ、十分には研究されていない。白亜系上部の火山起源-珪質の岩類と、銅、鉄、マンガン、超塩基性岩とクロム鉄鉱、斑れい岩-ノーライトと銅-ニッケル鉱の出現、先カンブリア時代の片麻岩コンプレックスと金の鉱化作用は、関連がある。熱水による変質地帯の鮮新世-第四紀の火山岩と、銅、多金属、ひ素、水銀、ビスマス、アンチモン、それと硫黄、軽石、パーライト、種々の建設資材、の鉱床と出現は、関連がある。西カムチャツカ帯の古第三紀と中新世の堆積物には、石炭、鮮新世の堆積物には、褐炭層がある。西カムチャツカの新生代の堆積物中に、自然に石油が出ることが、古くから知られていたが、石油ガス鉱床を発見するための探査作業は、まだなされていない。

特にカムチャツカの南部での大量の天然の熱資源は、火山-熱水系によるもので、その開発は、やっと始まったばかりである（過熱された蒸気利用によるパウジェットスカヤ地熱利用発電計画）。

#### ベーリング海の海底、コマンドル-アリューシャン島弧、アリューシャン海溝

ベーリング海の海底と、その南を取り巻くコマンドル-アリューシャン島弧、アリューシャン海溝の地質構造は、近年、多大の注目を集めているが、それは、理論的な問題を解決するためにも、また、この地域の浅い北部に含まれる石油とガスの見通しをはっきり立てるためにも、重要だからである。アジアの北東沿岸と北アメリカの北西部から南に向かって、次ぎのような基本的な地形区が区分される。1) ベーリング海北部大陸棚、北カムチャツカとコリヤーク高地の沿岸で狭く、チュクチ半島から南で、また、セント・ローレンス島とヌニヴァク島などを含むアラスカから南西で、非常に広い；2) ベーリング海南部の大陸棚と深海盆の間の狭く、急な大陸斜面；3) 深さ3 kmから4 kmまでの平らな海底をもつ、幅400~800 kmの広いアリューシャン海盆；4) 北西のオリュートルスキ半島から南東のアリューシャン島弧の中央部まで延びる、中軸部での深さが0.2 kmから2 kmまでのS字状をした狭いシルショフ、バウエルス海嶺地帯；5) 比較的平らで深さ3~4 kmの海底をもつ、幅50 kmから400 kmまでのコマンドル、バウエルス海盆；6) 南に張り出した弧状のコマンドル(ベーリング、メドヌイ島)、アリューシャン列島、中央カムチャツカの東海岸からアラスカ南部まで、長さ2,500 km以上にわたって広がり、アリューシャン列島の中央部と東部の島は、活火山と死火山を頂く；7) 深さ6~7.8 kmまでのアリューシャン海溝、西で、これと急な角度(60°)で会合する千島-カムチャツカ海溝につながる；8) 太平洋底の沿アリューシャン周縁海膨、西の海溝との会合地域で、深さが1.5 kmから3~4 kmで、これより広い、オブルツェフ海膨に移行する。

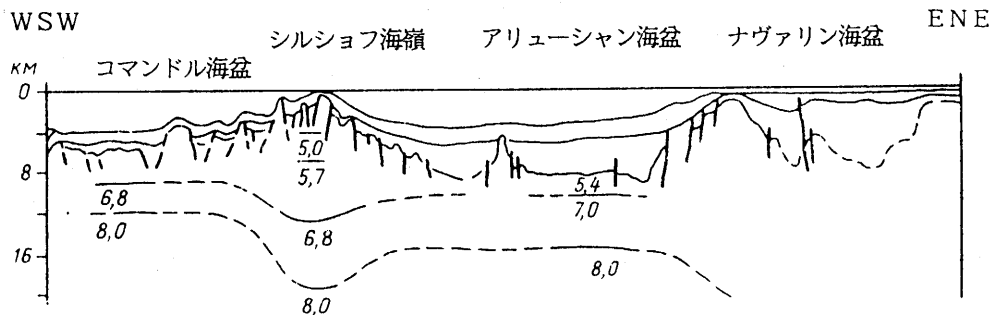
地殻上部、深層構造、地球物理学的場の構造上の特性が異なる、さまざまな時代の構造帯が、上述の地形区と一致している(37図参照)。ベーリング海の大陸棚の北東部に、先カンブリア時代の基盤をもち、一部が北東アラスカと西アラスカ(シュワード・マッシーフ)にも分布する、エスキモー中央マッシーフがある。ベーリング海峡から南に、このマッシーフの基盤に載った、深さ1~2 kmまでのノートン海盆がある。エスキモー・マッシーフの南に接して、オホーツク-チュクチ白亜紀火山帯の北東への延



長があり、一部は、セント・ローレンス島に露出する。この火山帯は、東で消滅し、アラスカの海岸には達しない。

大陸棚の広大な南部を占めるのは、コリヤーク高地の中生代後期の褶曲-デッケ系と、同時代の南アラスカ帯とを結びつける、南に突き出た弧状の褶曲帯である。このコリヤーク-アラスカ褶曲系は、至るところで、新生代（晩新世から始まる）の陸源と珪質（珪藻土）の堆積物の緩やかに堆積した被覆層——その厚さは、コリヤーク高地のすぐ東にある、最も深いナヴァリン海盆で0.5~1 kmから6.7 kmまで——に不整合に覆われている。これらの堆積物には、ベーリング海地域の石油とガスを貯留している見込みがある。

急に南で尖滅する地球物理学的な“花こう岩-変成層”地帯と、亜大洋型地殻をもつアリューシャン深海盆中での30~25 kmから13~12 kmまで地殻の厚さが急減する地帯とは、南をベーリング海の大陸棚に限られた大陸斜面と一致する(44図)。その中央部分での堆積物（新生代、中生代、おそらく、さらに古い）の厚さは、4~5 kmであるが、周縁地帯では、7~9 km、そして11 kmにまでも増大する（バウエルズ海嶺の麓で）。堆積層の下、音波基盤の被覆層中に、ほぼ南北の個々の山脈が埋まっいて、これは、比高2~2.5 kmまでで、大洋地殻の第二層の玄武岩から成る。大洋地殻の第二、第三層の厚さは、7 kmから10 kmまでである（リッジ中で）。



44図 地震記録を集成したベーリング海の深海盆を通る断面(ボグダノフ、ネプロチノフ、1988 による)

海盆の磁場には、ほぼ南北方向の、いくつもの線状の異常が認められるが、これは一般に、ネオコム期（相対的に西に向かって古くなる）のものとされるが、おそらく、もっと古いものであろう。この異常系は、北で、ほぼ東西方向と南西方向の線状異常系——新生代の大陸棚堆積物の被覆層下に埋まった、コリヤーク-アラスカ褶曲系の後期中生代褶曲帯に特有のもの——に“切られている”。この褶曲系が、南に向けて、アリューシャン海盆底に押しつぶされた（または、後者が、前者の下にアンダースラストした）、という説が唱え出される。

アリューシャン海盆の熱流量は、平均値をわずかに上回っているだけである。アリューシャン海盆は、最初、太平洋底の周縁部で、その後、アリューシャン島弧の誕生（白亜紀後期、あるいは、おそらくそれ以前に）で、元の部分から“切り離された”という説が、ほぼ一般的に行われている。

シルシヨフ、バウエルズ海嶺地帯は、時代を異にし、起源の違う、亜大洋海盆の間に生じた、二つの非対称的な地塊隆起から成る。海盆と違い、これらの隆起の地殻は、大変な厚さがあり（バウエルズ隆起で、約25 km、シルシヨフ隆起で18~20 km）、亜大陸的な性質、あるいは、大陸的な性質さえも具えている。二つの隆起には、M面より上に、厚さがそれぞれ6~15、6~8 kmの“玄武岩層”( $V_p=6.8\sim7.2$  km/s)と、“花こう岩-変成層”( $V_p=5.7\sim6.0$  km/s)が見られる。シルシヨフ海嶺の東部、

少なくとも深さ4~5 kmまでは、磁気を帯びていない岩石でできているのは、注目すべきことである。これらの隆起の断面の上部、厚さ数キロを、海底噴火の玄武岩、セノン期-晩新世(放射虫による)の深海性の珪質の岩石、つまり、時代と組成がオリュートルスキ山脈——シルショフ隆起の北の延長上にある——の隆起をつくる岩石に似た層、がつくっている。これらの隆起は、その東翼が、階段状にアリューション海盆側に沈み込み、新生代の堆積物に覆われる。

ドレッジの資料によると、激しい構造運動にさらされ、ミロナイト化した斑れい岩質岩、縞状の角閃岩、粗粒玄武岩、漸新世と中新世中期(3600~1700万年)の玄武岩——中新統上部(?)の陸源堆積物に不整合に覆われる——が、シルショフ隆起の西翼をつくる。ボグダノフ、ネプロチノフの意見では、シルショフ隆起の出現は、おそらく、中新世の中期と後期の間の、コマンドル海盆地塊へのアリューション地塊西縁の押しつぶせ(または、後者の前者の下へのアンダースラスト)と関係があった。シルショフ、パウエルス海嶺の中軸に、台地状の面が存在することを考えると、この二つは、一時的に海面上に出て海食を受け、後に、再び数百~数千メートルの深さに沈んだものである。

三日月形の平面形をしたコマンドル海盆は、アリューション海盆と同様の亜大洋型地殻をもつが、全体の厚さがより薄い(8~9 km)こと、特に、中新世、鮮新世、第四紀の、もっぱら珪質-陸源の深海性堆積物(珪藻土、タービダイト、砂岩、粘土、火山灰の互層)でできている堆積層が、きわめて薄い(0.5~2 km)こと、が違う点である。この堆積物は、はっきりと分けられるほぼ南北の海嶺上と、音響基盤——深海掘削の結果では漸新世(2960万年)の玄武岩だが、海盆のより西の部分で、おそらく中新世の玄武岩である——面の凹んだ場所、とに堆積した(44図参照)。磁場は、基盤の地形のリッジに平行の、ほぼ南北、海盆の南部では南東方向の、線状異常が存在するのが、特徴である。熱流量は非常に大きく(120~250 mWt/m<sup>2</sup>)、平均値の2~3倍になる。

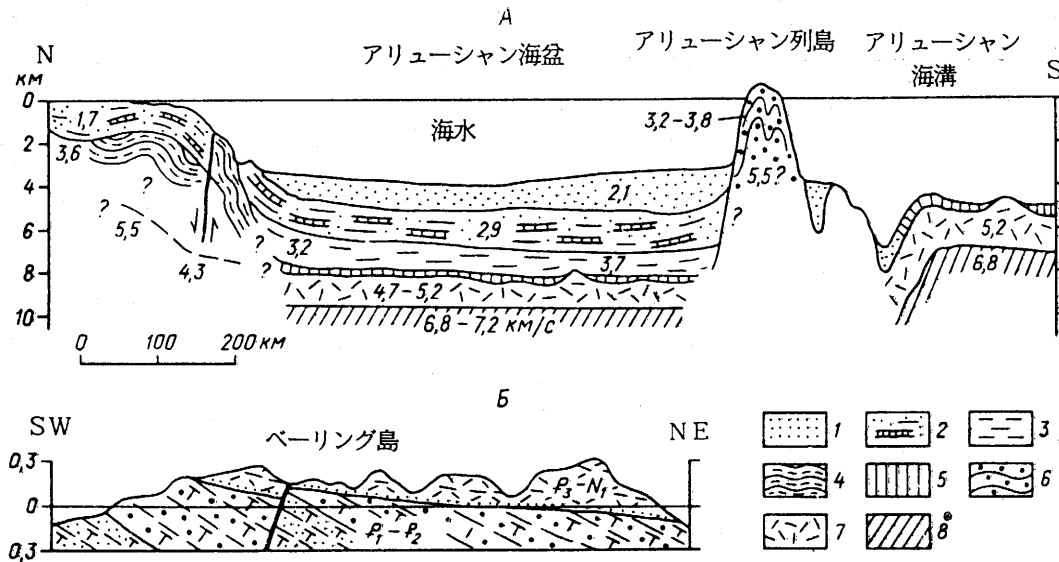
こうしたデータから、コマンドル海盆を、その中央部に集中するか、またはむしろ、狭い一連の地帯に分散し、非補償性沈降を齎した漸新世と中新世中期の拡大作用の中で、激しく伸長し、大洋型地殻を形成した場所、と見なすことが出来る。新生代にはこの下に、活発な成長をとげて広さを増した、高温のマントルダイアピルがあったろう。

コマンドル海盆が形成されるまで、現在のシルショフ隆起地方は、今よりもずっとカムチャツカに近く、その南部は、白亜紀後期-始新世には、東からカムチャツカのポストーク半島地帯に流入する、サブアルコースを含む陸源物質の供給源になっていたであろう。

狭げき部により、シルショフ海盆と半ば隔てられているパウエルス海盆は、おそらく、構造と起源は、シルショフ海盆に似たものであろう。コマンドル-アリューション島弧は、新生代の火山層と凝灰岩起源-堆積層の上につくられた、狭いが長く延びた地塊隆起である。大陸性、または亜大陸性の地殻の厚さは、東部で30 km、西部で25 kmに達し、その中の10 kmは、地球物理的な“花こう岩層”の上にある。コマンドル諸島-アリューション列島は、大きな線状の磁気異常とその大きなマキシマム帯が、南翼にあるのが、特徴である。

コマンドル諸島の地質学的研究は、モロゼヴィチによって始められ、ジェガロフ、ゴリャチュフ、シャピロ、シュミットにより続けられた。新生代に噴火した碎屑物と溶岩の中に、岩片、ゼノリスの形で、かんらん石、輝岩、蛇紋岩、葉状の斑れい岩質岩片——古い大洋地殻の上に、この弧ができたことを示す——、それと、古生代後期と中生代の放射虫を含むジャスパー、が存在する。カムチャツカ岬半島の超塩基性岩と斑れい岩質岩の露出は、コマンドル-アリューション島弧の西端の優黒質基盤の突出部と一致する、ということも考えられなくもない。この地域の露出していない中生界、それとおそらく古生界(?)の厚さは、6~8 kmに及ぶかもしれない。コマンドル諸島の目に見られる断面は、主として

玄武岩，安山岩，流紋岩 - 石英安山岩の凝灰岩，凝灰角礫岩，まれに溶岩，それと凝灰岩起源 - 碎屑岩（凝灰質礫岩，凝灰質砂岩），浅水 - 海成の砂岩，珪藻土——全部の厚さは4 km——である。この大部分は，有孔虫の化石から見て，始新統，漸新統，中新統下部に属し，不整合に載る，上部の玄武岩，安山岩，石英安山岩質の陸上噴火の火山岩層（0.5 km）は，鮮新統のものである。コマンドル諸島の両島のこれらの層は，縦走断層で切られた単斜構造をつくり，漸新世の古期花こう岩と石英粗粒粗面岩の貫入岩に貫かれている（45図）。



45図 コマンドル - アリューシャン列島と千島列島の地質断面

A - アリューシャン列島を通る断面（ショールら，1975 による）。

1 - タービダイト；2 - 陸源の遠洋性堆積物；3 - 陸源堆積物；4 - フリッシュ層；5 - 遠洋性堆積物；6 - 島弧の堆積岩，火山岩，深成岩；7 - 大洋地殻の第二層；8 - 大洋地殻の第一層；

B - ベーリング海を通る横断面（シュミット，1975 による，補筆）

アリューシャン列島の新生界の断面は，全体として，コマンドル諸島に近いが，非常に厚いことと，活火山を含む第四紀の火山がある（最も西のブリジニエ諸島をのぞく）こと，が違っている。緩やかに堆積した層は，ここでも，主として縦走断層と横断断層——列島をいくつもの地塁と地溝に分けている——で擾乱された。このように，新生代の島弧の隆起は，伸長する環境の中で進行した。南をアリューシャン海溝に限られ，断層で複雑化した列島の急な北翼で，地殻は，8～9 km まで急速に厚さを減らし，大洋の性格を具える。ボーリングによって，北翼に，変形した鮮新世 - 第四紀の堆積物，そして平らな海底の中軸地帯に，水平に堆積した第四紀の堆積物，があることが明らかになった。

アリューシャン海溝の中軸からアリューシャン列島とベーリング海側に200 km まで，アリューシャン震源ゾーンが沈み込むが，島弧の西部での傾斜は，千島 - カムチャツカ島弧の傾斜よりも，はるかに急である。

プレート・テクトニクスモデルによると，全コマンドル - アリューシャン島弧の下に，北北西方向に相対的に移動した，太平洋岩石圏の逆押しかぶせ断層（サブダクション）が最初にできた，と考えられる。この方向が西北西に変わった後，サブダクションはアリューシャン海溝の東半分だけで続けられ，いつぼう，西北西方向に広がるその西半分では，海溝の軸に沿って，右ずれ断層が起きる。このモデルでは，コマンドル - アリューシャン島弧の西半分に第四紀の火山作用がないのは，この新第三紀のサブ

ダクシヨンの中断と関係がある。しかし、コマンドル-アリュウシヤン島弧の地球力学については、別な意見もある（たとえば、シュミットのモデル）。

アリュウシヤン海溝の最も西の（プリコマンドル）地域から南にある、オブルチェフ海膨は、その北西部での深海掘削のデータによると、新生代の堆積物（1km）、下部で、マーストリヒト期のアルカリ玄武岩とソレアイト玄武岩の層——最上部に、ラテライト化作用の跡がある——に覆われた、沿岸-浅海性堆積物、から成る。堆積物の被覆層を欠く南東の最も浅い（1.5~2.5 km）部分で、ドレッジにより、先カンブリア時代（？）の片麻岩、花こう片麻岩、珪岩、片岩、角閃岩、緑色岩化した珪質-火山起源の岩石（白亜系上部？）、塩基性の凝灰岩起源-陸源の岩石と酸性の火山岩起源の岩石——イグニンプライト（始新世-新第三紀？）、海膨の頂上にある玄武岩と安山岩の新鮮な溶岩と凝灰岩（鮮新世-第四紀？）を含む——が発見された。ヴァシリエフの説では、これらの層は、南東カムチャツカのそれぞれの岩石コンプレックスと、うまく対比される。このことから、オブルチェフ海膨は、ゼンケビチ周縁海膨のいくつかの場所でのように、海溝の出現と地殻のブロック沈降の結果、新生代後期に切り離された、漸移型地殻をもつカムチャツカ地域東部の断片である、と考えられる。

### シホテ-アリニ中生代後期褶曲系

この褶曲系は、ブレイン-ドゥンベイ変成地域のブレインスキ・マッシーフ、ハンカ・マッシーフの東端から、日本海の西岸と北部——間宮海峡——までのプリアムーリエ、プリモールスキー地方を占める。この系の長さ（南南西から北北東に）は、1900 km 以上、幅は300~500 km である。これは、地形的には、北北東方向の高さが1.5~2.1 km までの中山形の山脈——西のブレインスキ、バジャル、小ヒンガン、東のシホテ-アリニ、——これらを隔てる、浅いハンカ湖の占める低地帯、ハンカ湖から流れ出てアムール川に入るスガリ川の谷、アムール川中流、下流の谷、である。

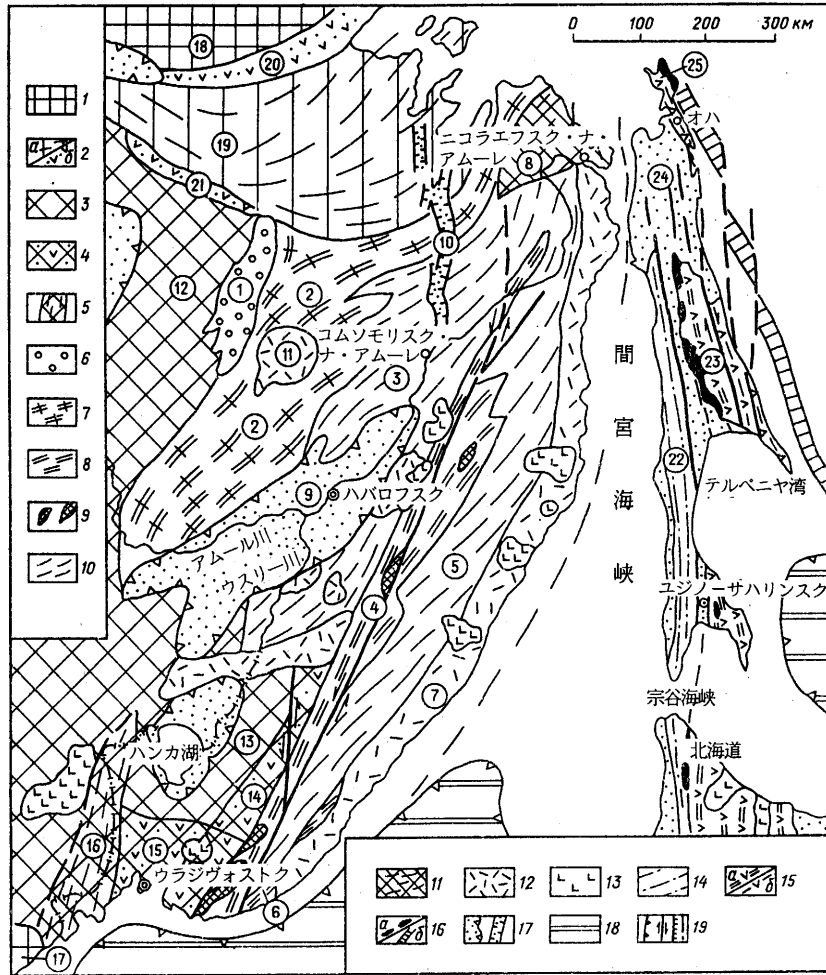
シホテ-アリニ地域の地質学的研究は、十月革命の少し前に始まった。研究の第一歩は、アネルトとクリシュトフォヴィチの意見によるものであった。戦後10年、この研究に大きく貢献したのは、ベラエフスキー、ベルセネフ、ヴァシリコフスキー、ヴェレシチャギン、イワノフ、クラスニー、クロボトキン、ラドケヴィチ、サルン、ファヴォルスキー、シプリンの研究と、ウルブレフスキー、マザロヴィチ、メリニコフ、オレイニクの最新の研究である。

### 地質構造

シホテ-アリニ系の構造は、三つの主な構造コンプレックスに分けられる。すなわち、1) 原生代-カンブリア紀の基盤、2) 古生代中期-白亜紀（セノン期以前）の地向斜（と、一部で地向斜時）コンプレックス、この中に、多少の差はあるが、はっきりと古生代中期と後期の層、中生代の層が区別される、3) セノン期-新生代の後地向斜コンプレックス、である。地向斜コンプレックスの褶曲構造——この形成は、白亜紀後期の半ばに終了した——中に、西から東に、主な五つの構造帯：ヒンガノ-ブレインスキ複背斜、アムール-ウスリー（西シホテ-アリニ）複向斜、グラヴニー・シホテアリニ複背斜、東シホテアリニ複向斜、プリブレジヌイ複背斜、が区別される。これらの地帯の末端は、南で高まり、北で沈む（46図）。

ヒンガノ-ブレインスキ\*（バジャル、アムグニ）複背斜は、より隆起した南半分で、ブレインスキ・マッシーフに接し、ヒンガノ-タスハヤフタフ断裂で隔てられている。ある研究者は、この地帯を、

\* この地帯の南部の小ヒンガン山脈とブレインスキ山脈から命名



46図 シホテ-アリン, サハリン地域の地質構造図

1 - 古期卓状地の楕状地；2 - ウラル-蒙古変動帯のアムール-オホーツク地区のヘルシニア-キンメル後期褶曲帯 (a) と周縁凹地 (6)；3~5 - プレイノ-ドウンベイ・メタ卓状地地域：3 - 隆起したメタ卓状地マッシューフ；4 - 古生代と中生代に構造運動と火成作用による変形を受け、沈降したハンカ・マッシューフの周縁部；5 - 西プリモルスカヤ古生代オーラコ地向斜褶曲帯；6~18 - 太平洋変動帯：6~13 - シホテ-アリン中生代後期褶曲地域：6 - アレインスキ周縁凹地；7 - ヒンガノ-ブレインスキ・メガ複背斜, 原生界, 古生界, 中生界下部から成る；8 - シホテ-アリン, プリブレジナイ複背斜, 古生界上部と中生界下部から成る；9 - シホテ-アリン複背斜帯の変成した基盤地塊；10 - 複向斜, 主にジュラ系と白亜系に埋まる；11 - 緩やかに褶曲した中生代の被覆層をもつ仮説のタフタ・マッシューフ；12 - セン期-古第三紀の東シホテアリン火山帯と、これと同時にできた火山構造；13 - 鮮新世-第四紀の玄武岩の被覆層；14~17 - サハリン-北海道新生代褶曲系：14 - 西サハリン・メソ地向斜帯, 新第三紀に褶曲；15 - 東サハリン優地向斜帯, 白亜紀末に褶曲；a - 三疊系-セノマン階コンプレックス, 6 - 中生界上部コンプレックス；16 - 地表のオフィオライト・コンプレックス (a) と、地球物理学的データから推定される埋没したオフィオライト・コンプレックス (6)；17 - すべての構造帯中の新第三紀-第四紀の盆地, 地溝, 凹地；18 - 縁海の深海盆；19 - 押しつぶせ断層, 逆断層, 断層タイプの断裂と、細分しない断裂。

○の中の数字：1 - ブレインスキ周縁凹地；2 - ヒンガノ・ブレインスキ・メガ複背斜；3 - アムール川下流複向斜；4 - 大シホテ-アリン山脈の複背斜；5 - 東シホテアリン複向斜；6 - プリブレジナイ (テチューヘ) 複背斜；7 - 東シホテアリン火山帯；8 - タフタ・マッシューフ；9 - アムール川中流盆地；10 - ツグル地溝帯；11 - バジャル火山構造性盆地；12 - ブレインスキ・メタ卓状地マッシューフ；13 - ハンカ・メタ卓状地マッシューフ；14 - アルセニエフ帯；15 - 南プリモルスカヤ帯；16 - 西プリモルスカヤ・オーラコ地向斜褶曲帯；17 - 中朝卓状地；18 - アルダン-スタノボイ楕状地；19 - アムール-オホーツク褶曲系；20 - ゼイスコ-ウダ周縁凹地；21 - セレムジャ周縁凹地；22 - 西サハリン褶曲帯；23 - 東サハリン褶曲帯；24 - 北サハリン横断凹地；25 - オヒンスコエ隆起

古生代と中生代の沈降と褶曲による変形を受けた、ブレインスキ・マッシーフの東部と見なす。しかし、これが中生代褶曲地域に入ることを示すのは、ブレインスキ・マッシーフの北東端に重なるブレインスキ凹地が、その西にあることである。この凹地は、ジュラ紀の厚い陸源堆積物と白亜紀の石炭を夾むモラッセで埋まっている。ここへの碎屑物の運搬は東からで、沈降の軸は、凹地の発達する間、西に動いた。こうしたデータから、これを、ヒンガノ-ブレインスコエ中生代褶曲構造の西縁に生じた周縁凹地、と見なすことができる。

北東に向かい、しだいに狭くなり沈降する、ヒンガノ-ブレインスキ複背斜は、その北半分が、最も東のウラル-蒙古帯のアムール-オホーツク地区、ウダ-シャンタルと北西で接し、オホーツク海に達する。その南部の複背斜の断面の最下部は、ブレインスキ・マッシーフのものに似た、原生界下部の変成層、わずかに変成した原生界上部層とカンブリア系下部層、それと、古生代前期の花こう岩質岩である。この基盤は、デボン紀-二畳紀の厚い、完全な陸源堆積物に不整合に覆われ、ところどころで、古生代後期の花こう岩質岩に貫かれる。古生層は、次に、三畳紀後期、ジュラ紀、の陸源、一部で火山起源の層——古生層の中程度の激しさの褶曲構造に重なる、線状と短軸の緩やかな褶曲構造をつくる——に不整合に覆われる。これより上で、中生代と古生代のいろいろな層準に不整合に、バレーム-オーブ階、一部白亜系上部の陸成モラッセと安山岩質火山岩——一連の短軸向斜とほぼアイソメトリックなバジャル凹地を埋める——が堆積する。これらの層はすべて、多数の白亜紀後期の花こう岩質岩体に貫かれている。

このように、ブレインスキ・マッシーフ東縁のバイカル基盤上に形成された、ヒンガノ-ブレインスカヤ帯は、二畳紀の終わるまで続いた、非常に大きな沈降をデボン紀に行い、その後、三畳紀-白亜紀初めに、弱い褶曲作用、花こう岩質岩マッシーフと表生盆地の形成に終わる沈降作用を再度行った。

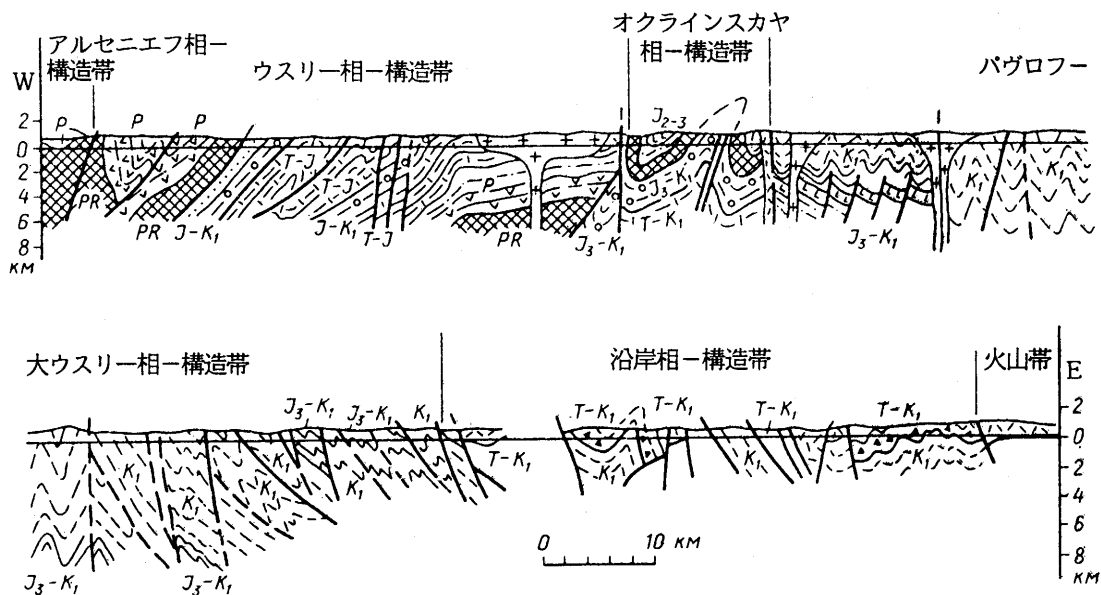
広い(100~200 km)アムール-ウスリー、または、西シホテアリニ複向斜は、西と東をヒンガノ-ブレインスキ、グラヴニー・シホテ-アリニ複背斜に限られている。北では、後者が沈降し、また尖滅するため、東シホテアリニ複向斜と接するが、南(中国領内)では、ハンカ・マッシーフの基盤の突出部に“突っ込んで”終わる。複向斜の南端の構造は、広い、アムール川中流表生盆地に隠れている。アムール-ウスリー複向斜は、二畳紀、三畳紀、白亜紀(チューロン期の終わりまで)の非常に厚いもっぱら陸源の層と、珪質、火山起源の層から成り、激しい、または中程度の圧縮による線状褶曲を行い、ところどころで、白亜紀後期の花こう岩質岩に貫入されている。三畳系上部とアプト階の基底のヒアタスと傾斜不整合は、白亜紀後期半ばの褶曲と隆起の終息に先立つ、三畳紀後期以前とネオコム期の圧縮相と隆起相を示している。

サルンは、この複向斜の北端、オホーツク海のサハリン湾近くに、小さなタフタ・マッシーフ——東シホテアリニ火山帯北部の陸成のセノン階と新生代の火山岩に覆われた——がある、と推測する。アムール-ウスリー複向斜の東翼の南への延長上、グラヴニー・シホテ-アリニ複背斜とハンカ・マッシーフの間に、北部では狭いが、南で広くなるアルセニエフ(ダウビヘ)地溝-向斜凹地——ハンカ・マッシーフの東縁と南縁に載り、主に、中程度に変形したデボン紀、二畳紀、三畳紀とジュラ紀の火山起源の層と堆積層に埋まる——が認められる。

グラヴニー・シホテ-アリニ複背斜は、南のピョートル大帝湾から、北の北緯50°(コムソモリスク・ナ・アムール市の緯度)まで広がり、複背斜をつくる層は、ここで、隣接する複向斜の白亜系の下に沈み込む。伝統的な考えによると、複背斜の南部は、本質的に古生界中部、それと特に古生界上部の火山起源-珪質-陸源堆積物——石灰岩のレンズを含み、北部では三畳系、ジュラ系、一部で白亜系下部の火山起源-珪質-陸源堆積物に不整合に覆われる——から成る。最新の研究(マザロヴィチ、メリニ

コフら)は、しかし、複背斜の南部で、本来の古生層と見なされていた多くの層が、古生界中部、上部の炭酸塩岩と珪質の岩石の薄い層、岩塊、碎屑物を含む、中生界下部のオリストストローム層であることを明らかにした。

この複背斜の南部をつくるものには、超塩基性岩、斑れい岩質岩、閃緑岩、斜長花こう岩、片麻岩、角閃岩、片岩、蛇紋岩化したメランジュ——古生界上部以前、それにおそらく、先カンブリア界の優黒質基盤の破片の存在を証明する——の断片、岩塊もある。グラヴニー・シホテ・アリニ複背斜の古生代(?)と中生代の堆積物は、激しい圧縮の中で、しばしば、セノン期前の線状の過褶曲を行い、逆断層、衝上断層、デッケで複雑化し、ジュラ紀、白亜紀前期、それと主に白亜紀後期の貫入岩に貫かれている(47図)。複背斜は、東を、急な西落ちのシホテ・アリニ裂け断層に、西を、東落ちのアルセニエフ断層に限られている。中央シホテ・アリニ断層は、逆断層-衝上断層のほかに、著しい(100 km 台)の右ずれの要素もっている。大きな南北性のフドジン-イマン断層が、この複背斜の南部を斜めに切る。最も隆起し、比較的早く固化したグラヴニー・シホテ・アリニ複背斜とアルセニエフ地溝-複向斜の最も南の地域の一部は、不整合に堆積し、わずかに変形した表生盆地を埋めた、白亜紀と新生代の火山起源-堆積層に覆われた。



47図 シホテ・アリニ褶曲系の南部を通る地質断面 (ヴルブレフスキー, 1987による, 補筆)

ウスリー-オクラインスカヤ相-構造帯は、グラヴニー・シホテアリニ複背斜に、バヴロフ-大ウスリー-帯は、東シホテアリニ複向斜に、沿岸帯は、本書の同名の複背斜に当たる。

西でグラヴニー・シホテ・アリニ複背斜に接する東シホテ・アリニ複向斜は、北に向かつて100~150 kmまで広がるが、南で尖滅し、ここでは、その東を取り巻く沿岸複背斜が、中央シホテ・アリニ複背斜のすぐ近くになる。この複向斜は、三畳紀、ジュラ紀、白亜紀(チューロン期末まで)の厚い、珪質-陸源堆積物に、また上部は、陸源のフリッシュ様堆積物に埋められている。これらの堆積物は、激しい圧縮の中で、複向斜と中央シホテ・アリニ断層の一般方向と急角度をなして北東方向に延びる、線状の褶曲を行い、白亜紀後期の花こう岩質岩に貫かれる。複向斜の大部分のところ、その東翼は、東シホテ・アリニ火山帯のセノン期と古第三紀の不整合に載った火山岩の下に隠れる。

沿岸(テチューへ)複背斜は、シホテ・アリニの最南部でだけ見られ、これより北では、しだいに東シホテ・アリニ火山帯の火山岩の下に姿を消す。沿岸複背斜中には、石炭紀、二畳紀の炭酸塩-珪質堆

積物と、三畳紀、ジュラ紀珪質-陸源層、一部火山起源の層——激しい圧縮の中で褶曲し、褶曲の北西で逆転し、北西への地塊の移動を伴う衝上断層に切られている——が露出する。複背斜は、沿岸断層に沿って、東シホテ-アリニ複向斜の上に押しつぶしている。全体として、シホテ-アリニの中生代後期の構造は、東部で西向き、西部で東向きの過褶曲がある、シンフェルゲンツ褶曲-衝上断層構造をもつ。

東シホテ-アリニ火山帯は、セノン階上部の酸性と中性の陸上火山の生成物と、それより少ない古第三紀と中新世の塩基性、中性、酸性の火山岩——全体の厚さ数キロで、シホテ-アリニ中生代後期（セノン期以前）褶曲コンプレックスの褶曲に不整合に載り、古第三紀以前と古第三紀の中性、酸性の三世代の貫入岩に貫かれる——の発達する帯状地帯である。この火山帯は、この系の褶曲帯の方向に対して鋭角をなし、その層は、南では沿岸複背斜に、それより北では東シホテ-アリニ複背斜に、そして最も北では西シホテ-アリニ複向斜に覆われる。火山帯の東部はどこも、日本海と間宮海峡の海底に隠れている。

東シホテ-アリニ火山帯の露出している部分の幅は、50~60 km、長さは1250 kmに達する。これはおそらく、オホーツク-チュクチ火山帯の南部と一つになって、北のオホーツク海の底に延びているのであろう。オホーツク-チュクチ火山帯でのように、この火山コンプレックスは、全体として、緩やかに、しばしばほぼ水平に堆積しているが、さまざまな方向の多数の直線状、弧状の断層によって分断され、相対的に高まったり、低くなったりした多くの地塊となり、円形、楕円形の多数の火山性盆地、カルデラ、深成活動による隆起、によって複雑になっている。仮に西シホテ-アリニ火山帯として一括している、セノン期と新生代の陸上火山の火山岩が発達する、いくつかの孤立した地域が、グラヴニー・シホテ-アリニ複背斜から北に、一部はその南部にある。

シホテ-アリニ地域には、新生代の堆積物で埋まった、いくつもの表生盆地もある。その中で最も大きいのは、西シホテ-アリニ複向斜の南部とヒンガン-ブレインスキ複背斜(中国領内)の南部にある、アムール川中流盆地である。これは南東で、ハンカ・マッシーフにある、より小さなハンカ盆地につながる。アムール川中流盆地は、始新世、漸新世、新第三紀、第四紀の全部の厚さが1~2 kmまでの陸性モラッセに埋まる。新生界の下の層準では、盆地は一連の地溝、片側だけの地溝、地溝-地向斜——新生代前の基盤でできた地塁に隔てられた——から成り、その上の層準では、新生代前の基盤の小さな“島状”の突出で複雑になった、平らな盆地である。鮮新世-第四紀に、ほぼ南北の表生盆地、地溝地帯も生まれた。それは、シホテ-アリニ系の北西部、コムソモリスク・ナ・アムールからオホーツク海の南西の隅までのアムール-オホーツク系のウグ-シャンタル地域を横切っている。同時に、シホテ-アリニ系の西部と東部は隆起し、シホテ-アリニ山地の末端に、非常に大規模な玄武岩の噴火が起こった。

シホテ-アリニ系の地殻の深層構造は、M面が38~40 kmから30~32 kmの深さにある大陸型であるのが、その特徴である。地殻の厚さが最も薄いのは、アムール川中流盆地、日本海沿岸、間宮海峡で、最も厚いのは、グラヴニー・シホテ-アリニ、ヒンガン-ブレインスキ複背斜である。地殻の上部、下部の境は、深さ約20 kmのところ求められる。

シホテ-アリニ系は、重力の値が比較的小さく、東と南で、重力のグラジエント（その値は、日本海盆側で大きくなる）が急な地帯に接しているのが特徴である。地磁気の場合は、シホテ-アリニ系の北部と南部（北緯47°以南）とで、非常にはっきりと異なる。北部では正の異常、南部では負の異常とわずかに正の異常、が卓越する。ヒンガン-ブレインスキ複背斜、西シホテ-アリニ複向斜、ハンカ・マッシーフ、東シホテ-アリニ火山帯は正、グラヴニー・シホテ-アリニ複背斜、東シホテ-アリニ複向斜は負、ところどころでわずかに正、であるのが特徴である。最大の地磁気のマキシмумは、新生代の玄



武岩と安山岩 - 玄武岩が広く発達している，東シホテ - アリニ，西シホテ - アリニ火山帯地域にある。シホテ - アリニ系のほぼ全体の地熱の場合は，熱流量が平均値である特徴がある。アムール川中流盆地とハンカ・マッシーフでは， $40\sim 60\text{ mWt/m}^2$ を超えず，より西と東で， $60\sim 80\text{ mWt/m}^2$ であるが，東シホテ - アリニ火山帯では，日本海側で， $100\sim 120\text{ mWt/m}^2$ 以上に急速に増大する。

シホテ - アリニ系の地殻中では，地殻内の震源によるある程度激しい地震は知られていないが，その南東部には，いくつもの深い（ $200\sim 600\text{ km}$ ）震源が認められた。これは，アジア大陸に潜りこむ千島 - カムチャツカ震源ゾーンの南端にある。

## 層位学

先カンブリア界は，主として，この系の西部——ハンガン - ブレインスキ複背斜中に露出する。その中で最も古いのは，黒雲母，複雲母片麻岩，角閃岩，珪岩，石墨 - 黒雲母，雲母 - 曹長石 - 石英片岩で代表される，全体の厚さ  $4\text{ km}$  以上の角閃岩相の領域で変成した，原生界下部の岩石である。このコンプレックスは，緑色片岩相の中で変成した，原生界上部（リーフェイ系 - ヴェンド・コンプレックス）の層——石墨 - 絹雲母 - 石英，緑泥石 - 石英片岩，千枚岩，大理石化した石灰岩，ドロマイト，片状構造があり蛇紋岩化作用を受けたシルト岩と砂岩（ $4\text{ km}$ ）——に不整合に（？）覆われる。次にこの上に，珪質，泥質，炭質の片岩，大理石化した石灰岩（ $1\sim 1.5\text{ km}$ ），鉄を含む珪岩となって現れる，カンブリア系下部の層が，傾斜不整合なして載る。これらは，小ハンガン山脈中では，ソビエト領内で最も新しいジャスピライト含有層をつくる。先カンブリア界とカンブリア系下部は，サライール褶曲期に変形され，古生代前期のピジャン花こう岩質岩コンプレックスに貫かれている。

この東，グラヴニー・シホテ - アリニ複背斜帯に，異地性の覆瓦地塊や，より新しい時代の地層間の構造的ウェッジの形で，古生代後期前，一部は先カンブリア時代の変成岩，貫入岩の一連の露頭がある。この地塊中の最大のものは，この複背斜帯の南部で知られていて，角閃岩，ざくろ石 - 角閃岩，石英 - 曹長石 - 白雲母片岩と片麻岩，カタクラシスを受けた縞状の斑れい岩 - ノーライト，斑れい岩 - 閃緑岩，斜長花こう岩の貫入岩体から成る。後者について， $18.9$  億年と年代が測定された。ある地塊には，ダナイト，輝岩，蛇紋岩化作用を受けたメランジュも見られた。なん人かの地質学者により，古い優黒質基盤の断片と見なされている。この層は，シホテ - アリニ複背斜の南部では，二畳系上部の炭酸塩 - 陸源堆積物によって不整合に覆われている。

シホテ - アリニ複背斜のさらに北の地方で，花こう片麻岩コンプレックスの岩石——片麻岩，雲母片岩，珪岩，ミグマタイト，片麻岩状花こう閃緑岩，斜長花こう岩（これらについては，オルドビス紀の変成作用（ $4.9\sim 4.2$  億年）が確認された）——から成る，構造的な地塊が知られている。古生界中部，上部は，シホテ - アリニ系の多くの地帯に分布する。ブレイン - ヒンガン複背斜では，これらは，さらに二つのコンプレックスに分かれる。先カンブリア界とカンブリア系下部の岩石に不整合に載る，デボン系下部 - 中部の陸源コンプレックスは，下部が礫岩，グリット，上部が，従属的にシルト岩，泥岩，石灰岩のレンズを含む砂岩（石英質砂岩から多源砂岩まで）（ $1\sim 2.5\text{ km}$ ）である。デボン系上部はなくて，この上に，石炭系下部 - 二畳系上部の，砂岩，シルト岩，泥岩と珪質頁岩，シリサイト，塩基性，中性の噴出岩（石炭系中部 - 上部と二畳系中）——まれに石灰岩のレンズがある——の厚い（ $8\text{ km}$  まで）火山起源 - 珪質 - 陸源コンプレックスが海進によって堆積する。

シホテ - アリニ褶曲構造には，確実な古生界下部とシルル系は知られていない（この西に隣接するハンカ・マッシーフにカンブリア系があることを考えに入れなければ）。デボン系は，プリモーリエの南

部、ハンカ・マッシーフの東端にあるアルセニエフ帯に露出する。デボン系下部は、ここでは、石灰岩の挟みがある、全体の厚さが4.5 kmの砂岩、シルト岩、酸性と中性の凝灰岩と溶岩であり、デボン系中部は、相の変化がある海成の凝灰岩起源-陸源堆積物と陸上噴火の石英安山岩と流紋岩の溶岩、凝灰岩、イグニブライト層(2~3 km)、玄武岩、安山岩、流紋岩の溶岩を含む、上に重なるモラッセ型の凝灰岩起源-凝灰角礫岩層(0.5 km)である。この地帯には、デボン紀の火山帯の存在が予想される。

アルセニエフ帯南部のデボン系上部と石炭系下部は、礫質の凝灰岩起源-陸源の岩石と植物化石を含む炭質頁岩である。グラヴニー複背斜帯には、デボン紀の石灰岩が再堆積した岩塊しか知られていないが、プリモーリエ帯には、デボン系中部-上部の炭酸塩-珪質の岩石の露出がある。石炭紀のシホテ-アリニのグラヴニー複背斜帯には、石炭紀に石灰岩、陸源の珪質の岩石があり、これは主に、中生代のオリストストローム層の中のオリストリス、オリストブラック、の形で存在する。

南プリモーリエの西と、アルセニエフ凹地の二畳系下部は、陸成と沿岸-海成の酸性、中性の溶岩、凝灰岩層(1~4 km)と、上に重なる陸源、炭質-粘土質の植物を含む堆積物(0.5 km)、二畳系上部は、安山岩の溶岩、凝灰岩、凝灰質砂岩、砂岩、礫岩(2~3 km)である。ここでは二畳紀に、再び火山帯が発達したのであろう。これらの層は、東、南プリモーリエで、大陸斜面内で堆積した、厚い二畳紀の砂-粘土質の珪質の岩石と交代する。シホテ-アリニのより北の地方で、二畳紀の石灰岩と珪質の岩石の再堆積した岩片が、発見されている。しかし、二畳紀の陸源、炭酸塩、珪質の岩石が、堆積の基盤にも存在したことも、考えられないことではない。

アムール-ウスリー複向斜中には、泥-シルト質と珪質の二畳系下部-上部(それぞれ、2~2.5, 5~7 kmまで)、それと石灰岩のレンズを挟む輝緑岩質、安山岩質ひん岩が、広く分布する。沿岸複背斜で石炭系と二畳系に入るのは、より新しい堆積物と構造上関係がある、炭酸塩-珪質の層である。斑れい岩-閃緑岩-花こう閃緑岩の個々のマッシーフの誕生(ヒンガノ-ブレインスカヤ帯、ハンカ・マッシーフ)、褶曲による変形(ヒンガノ-ブレインスカヤ帯)と隆起——おそらく、シホテ-アリニ系の西部と南部をカバーしたろう——は、二畳紀末-三畳紀初め(?)のことである。

三畳紀前期-中期に、ヒンガノ-ブレインスカヤ帯の特別な山間凹地でだけ、沈降が続けられ、ここに礫、グリット、コキナの挟みがある砂岩のモラッセ(クカン凹地で3 km以上)が堆積した。この地帯には、海進により堆積した陸成と海成の礫岩、砂岩、シルト岩(1 kmまで)がさらに広く分布し、これらは、灰色の砂-シルト-粘土層(2~4 km)——礫岩と石炭の挟みがあり、この地帯の東部では、そのほかにジュラ系中部、下部の珪質の岩石と塩基性火山岩の挟みをもつ——に覆われ、またところどころで、ジュラ系上部と、白亜系下部の最も下の陸源のフリッシュ様堆積物(6~7 kmまで)に覆われる。白亜系下部の上半分(パレーム-オーブ階)に入るのは、個々の残留凹地内の、ヒアタスを挟んで下の層に載る、砂-シルトのモラッセ(2 kmまで)——礫岩、グリット、角礫岩の挟みがある——と、バジャル表生盆地(クラスノムによるバジャル・ヴルカノリー)を埋めるモラッセ(3 km)と互層する、安山岩-石英安山岩-流紋岩質の陸上噴火の火山岩コンプレックスである。ヒンガノ-ブレインスキ複背斜から西では、陸源のジュラ紀の堆積物と、西への移動と共にこの上に堆積した、白亜系下部の夾炭湖成層(全体の厚さは4~6 kmまで)が、ブレインスキ・メタ卓状地マッシーフの東縁にある、ブレインスキ周縁凹地を埋める。

ハンカ・マッシーフの東縁、アルセニエフ帯で、古生代の堆積物と花こう岩に不整合に載る三畳系は、基底礫岩で始まり、石炭のレンズと、三畳系の三つの統全部の動物化石と植物化石を含む石灰岩と、凝灰岩起源の岩石の挟みがある、沿岸-浅水-海成の砂-シルト-粘土の堆積物(1~2 km)である。

源 - 火山起源の岩石——塩基性の噴出岩の挟みがある——と、珪質 - シルト質 - 粘土質の岩石の層 (2 ~ 3 km まで) である。プリモリーエ帯で三畳系中部, 上部に入るのは, 陸源 - 珪質の岩石と, スピライイト流と輝緑岩流を含む石灰岩層 (1 km) である。アムール - ウスリー複背斜と東シホテ - アリニ複背斜で, まれにより新しい地層の下から顔を出すだけの三畳系は, 塩基性溶岩と凝灰岩の挟みがある, 珪質 - 陸源堆積物である。

三畳系の上に, 海進で堆積したアルセニエフ凹地のジュラ系下部, 中部は, 砂岩, シルト岩, 礫岩, それと凝灰質砂岩, 凝灰質礫岩 (1 km 以上) である。この地帯には, ジュラ系上部はない。これより北のアムール - ウスリー複向斜でジュラ系に入るのは, もっと厚い (5 km まで) 砂岩, シルト岩, 頁岩, 珪質と塩基性の火山岩 (輝緑岩, スピライイト) 層である。

グラヴニー・シホテ - アリニ複背斜帯で, ジュラ紀の堆積物——コノドントと放散虫の化石が特徴である——は, 陸源 - 珪質 - 火山起源の層で, 古生代と三畳紀の石灰岩と珪質の岩石の岩塊と薄い層を含む, 陸源の海底地回り堆積物とタービグイトである。火山岩の中には, 玄武岩, オーシタイトの溶岩, アルカリ玄武岩質岩の凝灰岩がある。ジュラ紀にこの地帯に, 輝緑岩, ピクライト, テッシュェナイトの岩脈とシルの貫入, 超塩基性のアルカリ岩マッシーフの形成, があつた。

プリモリーエ帯では, 断面の最下部に礫岩, それとスピライイト, 珪質の岩石の挟みをもつ, 比較的浅海性の砂岩, シルト岩層が, ジュラ系に入る。

アルセニエフ帯で, 侵食を挟んで三畳系 - ジュラ系下部の岩石に載る, バレーム - オープ階の堆積物は, 石炭の挟みがある砂 - 粘土層 (0.5 km) で, セノマン階は, 砂岩, シルト岩, 礫岩層, 中性の凝灰岩層 (1 ~ 2.5 km), その上に重なり, ハンカ・マッシーフにも分布する白亜系上部は, 安山岩 - 石英安山岩 - 流紋岩質の溶岩, 凝灰岩コンプレックス——従属的にセノン期の礫質堆積物の挟みを含む—— (3 km まで) である。アムール - ウスリー複向斜と, その北につながる東シホテ - アリニ複背斜では, 白亜系下部, セノマン, チューロン階の堆積物は, 灰色をした陸源の砂 - シルト - 粘土層で, しばしばフリッシュ様またはフリッシュ性の堆積の周期性をもち, 従属的に安山岩の凝灰岩と溶岩を含む (5 ~ 8 km まで)。グラヴニー・シホテ - アリニ複背斜帯に, 白亜系下部のフリッシュは断片的に残つたが, セノマン - チューロン階はない。この地帯の花こう岩質岩バソリスの貫入は, 白亜紀前期のことである。白亜紀中期 (チューロン期とサントン期の間) に, シホテ - アリニ系のダウン・ウォーピングは完全に終わり, 大きな収縮による変形を受け, 全体的に隆起した。東シホテ - アリニ火山帯の断面の下部の陸上火山の層, それと西シホテ - アリニ帯の同じ様な層とタフタ・マッシーフの被覆層も, セノン階 (サントン - マーストリヒト期) と暁新統下部 (ダン階) のものである。これらは, 安山岩質, 石英安山岩質溶岩と凝灰岩で, 上には, 従属的に凝灰岩起源 - 碎屑岩を含む流紋岩質, 石英安山岩質のイグニブライイトがあり, 全部の厚さは, 東シホテ - アリニ火山帯で 2 ~ 4 km まで, その他の地域で 1 ~ 2 km までである。セノン - ダン期には, また, 斑れい岩 - 閃緑岩 - 花こう閃緑岩質と, 閃緑岩 - 花こう閃緑岩 - 花こう岩質の多数の貫入岩塊があり, 火山帯を含むシホテ - アリニ系のすべての構造帯に広がっている。

広域的な削剝作用と風化作用を伴つた, わずかな中断の後, 始新世に陸上の火山活動が復活し, 東シホテ - アリニ帯とタフタ・マッシーフでは, 中新世中期, ところどころで中新世前期まで続いた。玄武岩, 安山岩 - 玄武岩, 安山岩の凝灰岩と溶岩の噴出は始新世, 流紋岩, 石英安山岩, 安山岩の溶岩と凝灰岩の噴出は漸新世後期, 全体の厚さが 1 ~ 2 km までの新たな玄武岩, 安山岩 - 玄武岩の噴出 (東シホテ - アリニ帯) は, 中新世である。このように, セノン期から中新世まで, 中性と酸性の火山岩は, 二度, 中性と塩基性の噴出岩と噴出を交代した。閃緑岩, 石英閃緑岩, 閃長岩 - 閃緑岩の貫入岩は, 始

新世の火山岩と同一マグマで、また、花こう閃緑岩、黒雲母花こう岩、アルカリ花こう岩、アラスカイトの大岩体は、漸新世後期の火山岩と同じマグマである。

始新世に、アムール-ウスリー複向斜に重なり、しだいに広いアムール川中流盆地につながる地溝の形成が始まった。粘土の挟みがある陸成の砂と礫の層（1 km まで）は、始新世のもの、石灰岩、珪藻土、褐炭の挟みがある粘土、シルト、細粒砂層（1 km まで）は漸新世と中新世、薄い（0.2 km まで）湖沼堆積物と沖積層は、鮮新世と更新世のものである。東シホテ-アリニ火山帯と南プリモ-リエの大規模なソレイト玄武岩の陸上噴火（楕状火山からの広域噴火、中心噴火）も、鮮新世-更新世前期に当たる。西シホテ-アリニ帯のアルカリ玄武岩の噴火は、この時代のものである。

### 主な発達段階

シホテ-アリニ地向斜系の形成時期と、この地向斜系が発達した基盤の性質に関する問題は、十分には解明されていない。その西部は、疑いなく、隣接するブレインスキ-マッシーフとハンカ-マッシーフ、つまり、ブレイノ-ドゥンベイ-メタ卓状地地域の基盤——原生界下部の片麻岩、結晶片岩、角閃岩、大理石、珪岩から成る——に似た基盤をもっている。これらのマッシーフが、その後のシホテ-アリニ系の西部のように、現在の中朝卓状地地域と共に、原生代前期末-後期の初め、一つの大陸地殻の広大な始原卓状地地塊の一部だった、というのは、完全にあり得ることである。これは、リーフェイ紀に破壊作用を受け、その北東縁、ブレイノ-ハンカ帯内とハンカ-マッシーフの南部に、多数の凹地を生じ、これは、鉄鉱とマンガン鉱の挟みと、まれに酸性の火山岩の層がある、全部の厚さが5 km から10~15 km の陸源-炭酸塩堆積物と石炭を含む堆積物、珪質の堆積物によって埋められた。

これらの劣地向斜凹地は、リーフェイ紀に生まれた太平洋地向斜帯北西部の外側地帯の一部であり、これから、いくつかのより狭いオーラコ地向斜凹地と地溝（タフロ地向斜）が西に分岐して、中朝卓状地とその北縁——ブレイノ-ドゥンベイ-メタ卓状地地域——を切り離し、東からこの卓状地の奥（オクチホン、ヘサン-イヴォン-ヤニシャニ-タフロ地向斜）に入り込む。おそらく太平洋帯のより内側の地帯、つまり、現在のシホテ-アリニ系の東部では、古い大陸地殻の破壊がはるかに著しく、いくつかの地帯では、その断面全体に及んだのであろう。しかし、太平洋地域の古い大洋地殻は（たとえばヴァシリコフスキーが考えているように）、ここには延びていなかったろう。日本海盆の東縁、飛驒地帯には、15億年までの年代の変成コンプレックスが広く分布し、また、その中央部で、ヴェンド-コンプレックスの花こう岩質岩が知られているからである。

カンブリア紀前期末に、シホテ-アリニ系の外側（西）地帯の凹地は存在をやめ、これを埋めた堆積物は、サライール期の弱い変成作用と収縮による変形を受け、古生代前期の花こう岩質岩に貫かれた。サライール褶曲、貫入期が、シホテ-アリニ系のさらに内側の地帯にもあった、と考える根拠がある。

シホテ-アリニ系の新しい、複雑で長期にわたる地向斜発達の輪廻は、シルル紀に、いずれにせよ、デボン紀前期より遅れることなく始まり、その内側部分では白亜紀後半まで続いた。シホテ-アリニ地向斜系の復活に伴い、その西縁と東縁地帯に、ハンカ-マッシーフと周縁火山帯が生まれ、この中の陸上部と沿岸部に、デボン紀全体を通じて、全く酸性の火山岩とモラッセ型の礫質堆積物が堆積した。この火山帯の火山活動と構造運動は、二畳紀初めに再開され、花こう岩質岩マッシーフの形成を伴いながら、二畳紀末まで続いた。バイカル基盤上にあるシホテ-アリニ系の北西、ヒンガノ-ブレインスカヤ帯に、デボン紀前期-中期の間、沿岸-海成の礫岩-砂-粘土の堆積物が堆積したが、石炭紀と二畳紀には、厚い陸源の珪質の層と火山起源の層が堆積した。二畳紀末、この地帯は晩期ヘルシニア褶曲によ

る変形を受け、斑れい岩-閃緑岩、花こう岩質岩マッシーフに貫入され、いくらかの山間盆地を除き、三疊紀前期、中期の間、隆起したままであった。

シホテ-アリニ系のこれよりも東の地帯では、古生代中期の地向斜の形成時期に当たる地層は、はっきりとは知られていない。グラブニー複背斜中に、構造的な地塊——これをつくるのは、超塩基性岩、斑れい岩質岩、角閃岩、蛇紋岩化したメランジュである——が、全体または一部が、先カンブリア時代と古生代前期の斑れい岩-閃緑岩と斜長花こう岩体に貫かれた、片麻岩、雲母片岩、珪岩から成る地塊と共に存在することから、激しい破壊作用を受けて薄くなった大陸地殻——その拡大地帯で優黒質基盤とつながっていた——が、シホテ-アリニ古生代地向斜系の基底だった、と考えられる。

シホテ-アリニ系の内側地帯に、デボン紀にすでに、完全には補償されていない条件のもとで、比較的深海の珪質堆積物の堆積が始まり、これはしばしば、塩基性の海底噴火の生成物——輝緑岩、スピライトの被覆層とその凝灰岩、ハイアロクラスタイト層——と互層する。水面下での地層の堆積は、シホテ-アリニ地向斜系の内側地帯で、石炭紀、二疊紀、三疊紀、ジュラ紀の間、続いた。その中の個々の凹地は、狭い隆起（コルディエラ）によって隔てられたらしく、それを示すのが、グラブニー複背斜の覆瓦構造帯の優黒質基盤の岩石上に海進により堆積した、比較的浅海性の砂-シルトの堆積物で、これは、下に二疊系上部、上に三疊系上部、ジュラ系の化石を含む、生物起源の石灰岩のレンズがある。

シホテ-アリニ系の西のヒンガノ-ブレインスカヤ帯では、晩期ヘルシニア褶曲、隆起後の沈降は、三疊紀後期によく復活して、白亜紀初めまで続き、非常に厚い沿岸性、浅海性の陸源層、ところどころに、そのほか、従属的な珪質の層と火山起源の層を堆積させた。

ハンカ・マッシーフの東縁の種々の古生層に、三疊系下部が不整合に載ること、いくつかの地帯での二疊系と三疊系上部の間のヒアタスは、シホテ-アリニ地向斜系の内側地帯での晩期ヘルシニアの収縮による変形の“反映”を考えさせる。グラブニー複背斜の三疊系とジュラ系の断面に、陸源-珪質の堆積物と共に、タービダイトと古生界上部の岩石の岩塊、板状岩体が出現することは、地向斜系の基底の構造的な分裂が増大したこと、破壊された島々（断裂に沿う）の隆起が起きたこと、を示している。

白亜紀初め、西のヒンガノ-ブレインスカヤ帯は、収縮による変形を受け、隆起し、複背斜構造をつくり、一部分だけ、残留および表生山間凹地と盆地——バレーム-オーブ階、一部は白亜紀後期のモラッセと陸上火山の火山岩に埋められた——の形成過程で複雑になった。収縮による変形は、シホテ-アリニ・グラブニー複背斜帯で、ジュラ紀と白亜紀の境に起こり、白亜紀前期からは、地形上、はっきりとした隆起となった、と考えられる。これに隣接するアムール-ウスリー、東シホテ-アリニ凹地で、白亜系下部は、海進により堆積して、陸源堆積物、本質的なフリッシュ、フリッシュ様堆積物であるが、セノマン-チューロン階は、下部モラッセである。シホテ-アリニ系の全地向斜凹地の消滅と、その発達を終わる収縮による激しい変形——これが、グラブニー・シホテ-アリニ、プリモーリエ複背斜、これと隣接する複向斜帯の現在の褶曲-衝上断層-デッケ構造をつくり、また、この地帯を斜めに切る、斜交する右ずれ断層による移動を起す——は、白亜紀前期末と白亜紀後期初めのものである。この変形に伴い、花こう岩質岩マッシーフの形成と全体的な隆起、削剝作用があった。

西のブレインスキ・マッシーフ、ハンカ・マッシーフと、南東の仮説の“堅固な”日本海地塊の間にある、シホテ-アリニ褶曲系の幅は、非常に狭くなったが、その地殻の厚さは、構造的な収束と深いレベルの花こう岩化作用の結果、非常に厚くなった。白亜紀後期の半ばに、水平方向の収縮は、急に弱まるか停止し、シホテ-アリニ系の東の周縁と、この系の中のいくつかの地域は、非常に大規模な陸上の火山活動の場となり、その噴火は、ヒアタスを挟んで中新世中期まで続いた。最初、完全に酸性の噴出物が噴火し、これに伴い、同一マグマの貫入岩が形成されたが、その後、火山岩の成分は、より塩基性

(玄武岩そのものにまで) になった。

始新世に、アムール-ウスリー複向斜の南部に、地溝と小さな盆地の形成が始まり、これは、新生代末、広く平らなアムール川中流盆地と、ハンカ・マッシーフの浅いハンカ盆地とにつながった。漸新世-中新世に、日本海マッシーフ地方は拡大して沈降し、これに伴い、火山の噴火があり、しだいに現在の深海盆に姿を変えた。鮮新世-第四紀に、ブレイン-ヒンガン帯、グラブニー・シホテ-アリニ帯にあった隆起の成長が活発化し、また、後者の東縁、一部では西縁、そして南端で、新たな玄武岩の大規模な陸上噴火が起こった。

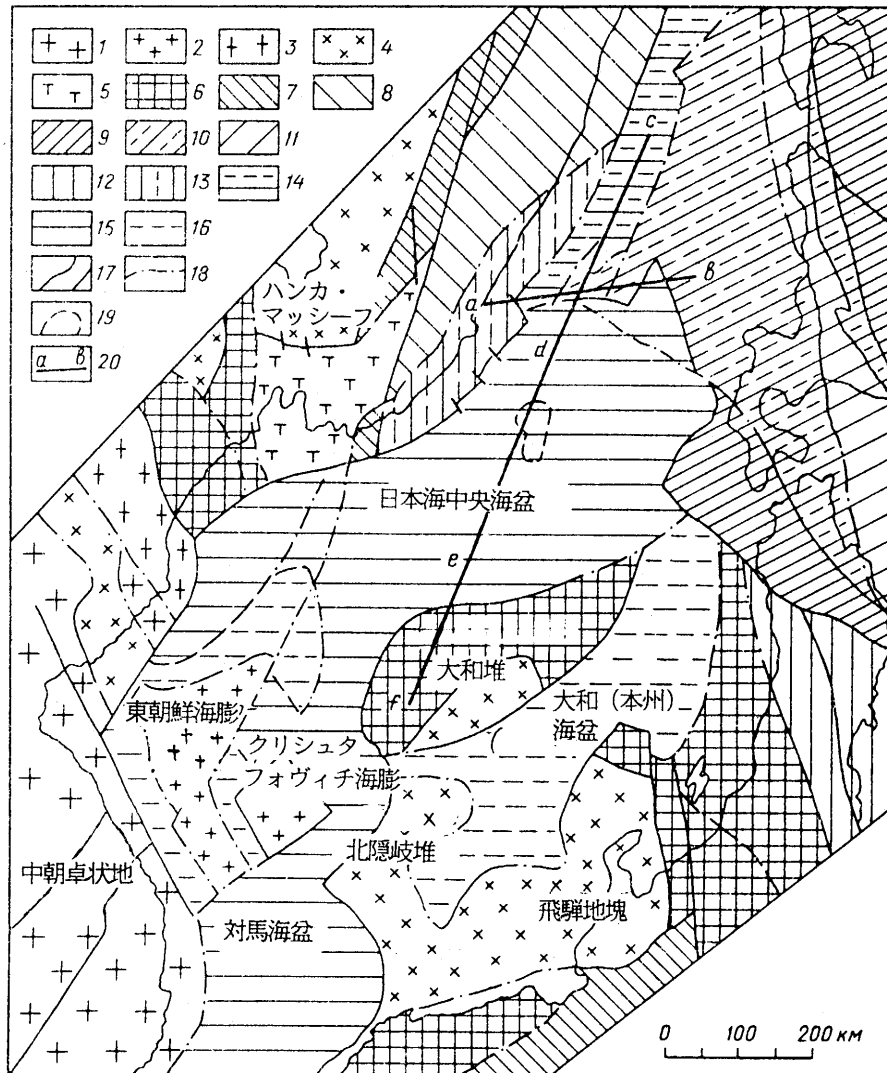
シホテ-アリニ系は、種々の非金属、金属の有用鉱物に富む。ヒンガノ-ブレインスキ複背斜の南部のカンブリア系下部には、鉄(磁鉄鉱、赤鉄鉱)を含む珪岩とマンガン鉱(小ヒンガン鉱石区)がある。シホテ-アリニ系の地向斜の発達の大規模段階の終了(白亜紀前期末-後期初め)と、この系に重なる火山-深成地域と地帯の形成(白亜紀後期-古第三紀)と、多数のすず、タングステン、モリブデン、金、鉛、亜鉛、銀、ビスマス、アンチモン、銅の鉱床の生成は関連がある。これらは、この系の多くの構造帯中に分布している。ヒンガノ-ブレインスカヤ帯に、白亜紀の火山岩に埋まった同名の表生盆地(ヴルカノリエ)と一致する、バジャルすず鉱石地帯があり、アムール-ウスリー帯には、すず、電気石の鉱床がある、すず-ほう素を含む鉱石地帯、東シホテ-アリニ帯南部に、すず石-珪酸塩-硫化-すず石鉱床があるカヴァレロフ地帯と、すず石-ホルフラマイト鉱化作用と灰重石鉱化作用があるアルミンスキ地方、東シホテ-アリニ火山帯に半ば埋もれた沿岸帯に、もっぱらスカルの多金属鉱化作用と、これより程度の低いすず-鉛-亜鉛鉱化作用のダリネゴルスキ(テチューへ)地方とオリギンスキ地方がある。

小ヒンガン地方のカンブリア系下部には、りん灰土の鉱床がある。石炭と褐炭の鉱床は、南プリモリエ、ブレインスキ周縁凹地の白亜系下部の湖沼堆積物中——ここでは、これらは、白亜紀、古第三紀、新第三紀の堆積物と関連がある(パルチザンスク、アルテムなど)——と、アムール川中流盆地の新生代の堆積物中にある。これらの堆積物には、石油-ガスを含有する見込みもあるが、アムール川中流盆地では、現在、炭化水素の鉱床は、見つかっていない。

## 日本海盆

広い日本海盆は、西の白亜紀後期のシホテ-アリニ褶曲地域と中朝卓状地の東部(朝鮮半島)を占めるアジア大陸の東縁と、東のサハリン、北海道、本州、のアルプス褶曲構造の弧状の花づななどを隔てている(48図)。南では、広い対馬海峡が日本海と東シナ海を、北では、狭いネヴェリスク海峡が日本海とオホーツク海をつないでいる。日本海盆の形は、西洋梨形、または水滴状である。その狭い、比較的深くない(0から2 kmまで)北部——間宮海峡——は、南で、より広く(800 kmまで)で深い南部に漸移する。中央に、深さが285mから1.5~2 kmまでの大和堆があり、南で、本州の南西岸と海堰でつながる。大和堆の北西に、北東に延びる広い(300~400 kmまで)日本海中央深海盆があり、その深さはだいたい3.4 kmまでである。大和堆と海堰より東で、それから南に、より浅く(2~3 km)、より狭い本州海盆があり、北で中央海盆と、またこの海淵から西で対馬海盆(2.5 km)とつながる。日本海周縁の大陸棚地帯は、ほぼ至るところで非常に狭くて、急で狭い大陸斜面に接している。間宮海峡の北部だけが、シホテ-アリニの北部とサハリンの間にある、ただ一つの、広い大陸棚の面である。

日本海盆の起源については、40年代-60年代初めに、すでに三つの重要な仮説が発表された。すなわち、1) この海盆は、大陸地殻の分裂、日本列島地塊の朝鮮-シホテ-アリニ地塊からの引き離し、こ

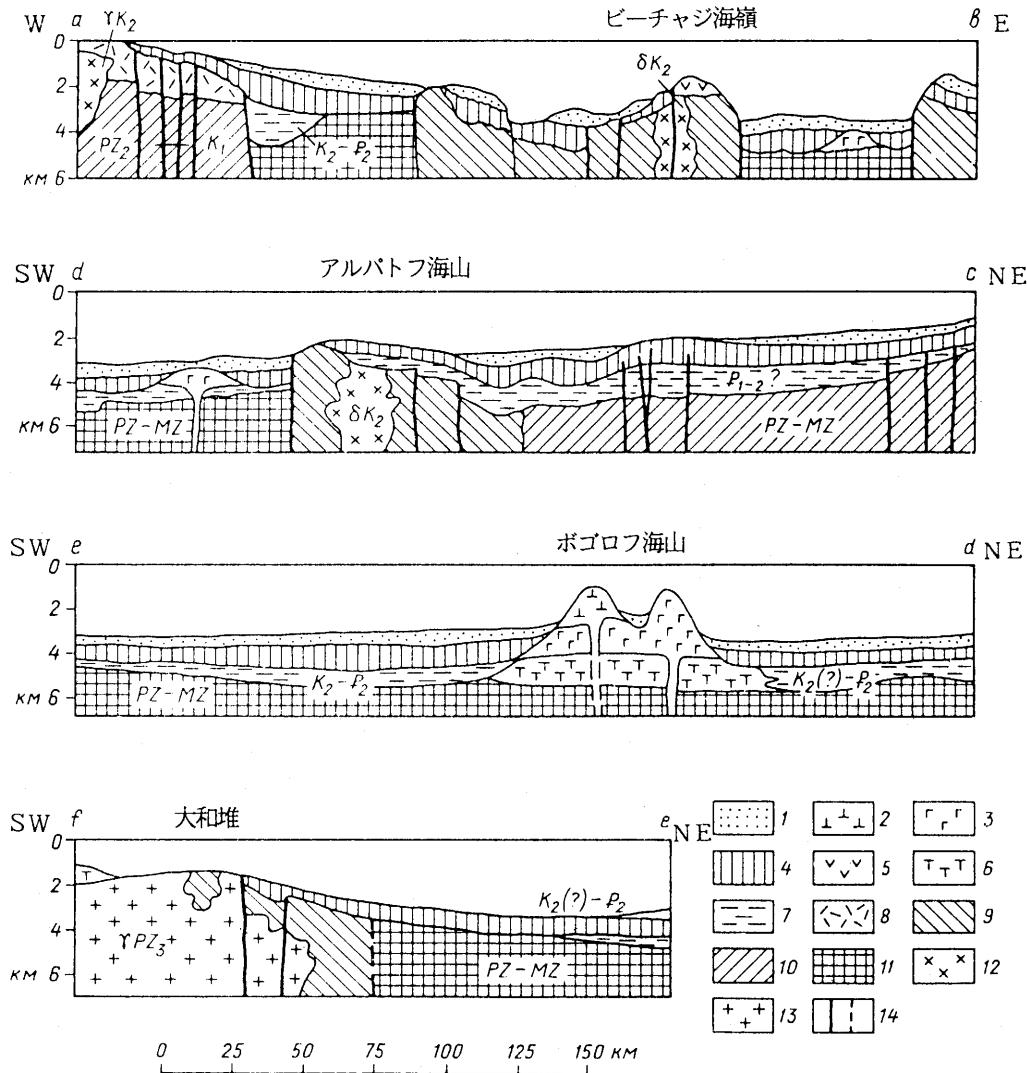


48図 日本海の海底とその周縁部の地質構造図(ベルセネフ, ベズヴェルフネム, 1988 による, 補筆)

1~11 - 前造山時構造 - 層コンプレックス: 1 - 始生代; 2 - 始生代 - 原生代前期; 3 - 原生代前期; 4 - 原生代後期, 明らかにサリック質; 5 - 同, 明らかに苦鉄質; 6 - 古生代後期 - 中期; 7 - 二畳紀 - 三畳紀; 8 - ジュラ紀 - 白亜紀前期; 9 - 古生代後期 - ジュラ紀; 10 - 古生代後期 - 白亜紀前期; 11 - ジュラ紀 - 白亜紀前期; 12~13 - 亜卓状地 (沿地向斜) コンプレックス: 12 - 古生代後期 - ジュラ紀; 13 - 古生代後期 - 白亜紀前期; 14~16 - 造山時, 後造山時コンプレックス (日本海盆底の火山起源 - 堆積被覆層): 14 - セノン期 - 鮮新世; 15 - コニャック期 - 鮮新世; 16 - 中新世中期 - 鮮新世; 17 - 確認された海底と陸上の大断裂; 18 - 同, 推定のもの; 19 - 深海盆中の推定されるコンプレックスの境; 20 - 49図の断面の位置

の開口地帯での大洋型地殻の誕生の結果つくられた (小林, ブブノフ, クロポトキンら); 2) この海盆は, 塩基性化作用を伴う大陸地殻のブロックが深く沈降した結果, 生まれた (ペロウソフ, ルディチら); 3) この海盆は古く, 日本列島弧の誕生によって隔離された太平洋底の西部地域のレリックである (ヴァシリコフスキー, スイチェフ), である。60年代から始まった地質 - 地球物理学的研究 (ベルセネフ, ヴァシリエフ, コヴィリン, メランホリナ, シェヴァルディンら) は, 日本海盆は, 大陸地殻の沈降と, 中程度の水平方向の拡大が複雑に組み合わさった結果, 新生代にできたであろうことを示した。

比較的狭く浅い、海盆の周縁地帯は、中朝卓状地、シホテ-アリニ後期中生代褶曲帯、本州構造——晩期キンメル褶曲系\*で、中新世に再び短期間の地向斜性沈降を行い、その後、鮮新世-第四紀に収縮作用を受けて隆起した——が最近沈降した地域である。大和堆、日本海の南西部のクリシュタフォヴィチ海膨、朝鮮海台地方は、厚さが6.5 kmまでの花こう岩-変成層をもつ、やや長く延びて20~25 kmまで薄くなった、分断された大陸地殻のブロックである。ドレッジの資料によると、朝鮮海台とクリシュタフォヴィチ海膨は、主に、先カンブリア時代前期を含む先カンブリア時代の岩石と、花こう岩質岩から成るが、大和堆は、いろいろな程度の変成作用を受けた、おそらく、古生代と三畳紀、ヴェンド・



49図 a-b, c-d-e-f 線 (48図参照) に沿う日本海底の地震学的断面  
ベルセネフ、ベズヴェルフネム (1988) による

- 1 - 鮮新統 - 完新統 ; 2 - 中新統上部 (粗面石英安山岩, 粗面流紋岩) と鮮新統 (玄武岩) ;
- 3 - 漸新統 - 中新統, アルカリ玄武岩; 4 - 漸新統 - 中新統; 5 - 漸新統 - 中新統下部 (混成した組成の火山岩) ; 6 - 晩新統 - 始新統 (玄武岩) ; 7 - 晩新統 - 始新統 ( $P_{1-2}$ ) と白亜系上部 - 始新統 ( $K_e-P_2$ ) ; 8 - 白亜系上部; 9 - 古生界中部; 10 - 古生界中部 - 白亜系下部 ( $PZ_2 - K_1$ ) と古生界中部 - 中生界 ( $PZ - MZ$ ) ; 11 - 古生代 - 中生代 ( $PZ-MZ$ ) と時代不詳の音響基盤の岩石; 12 - 中生代後期の花こう岩 ( $\gamma K_2$ ) と閃緑岩 ( $\delta K_2$ ) ; 13 - 古生代後期の花こう岩 ( $\gamma PZ_3$ ) ; 14 - 確定および推定の急な断裂

\* 本州の南東部, それと四国, 九州のもっと新しい地帯を除く



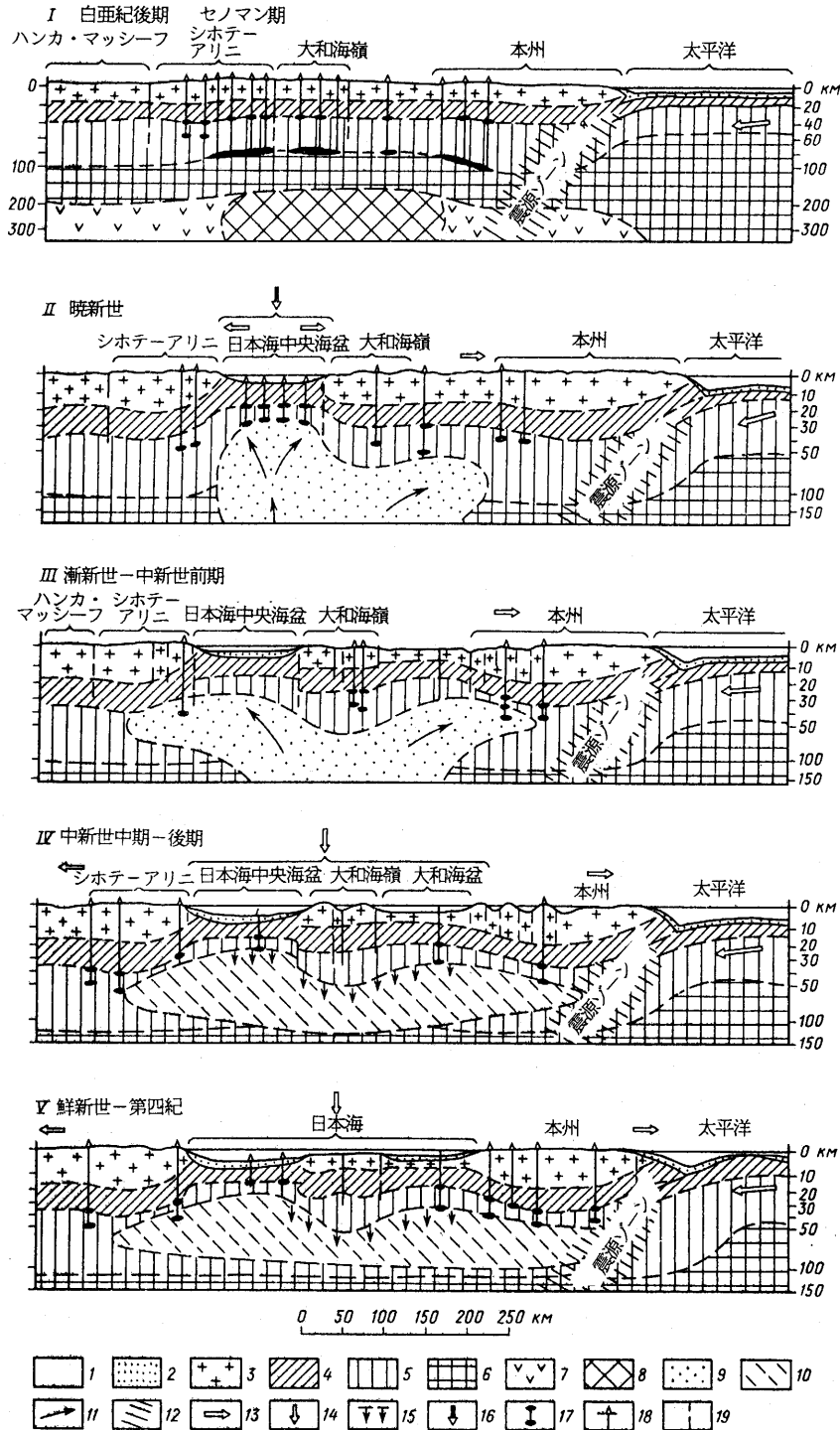
コンプレックス (6.18 億年) の陸源 - 火山起源の岩石, 古生代後期, 三疊紀後期, ジュラ紀前期 - 中期の花こう岩質岩, 白亜紀前期と後期の花こう岩と花こう閃長岩, 古第三紀と中新世の玄武岩と流紋岩質イグニブレイトと凝灰岩(4900 - 1900 万年), 漸新世と新第三紀の粗面安山岩と粗面玄武岩 (2700 - 300 万年), 新第三紀と第四紀のアルカリ玄武岩質岩(120 万年), それと新第三紀と第四紀の珪質, 陸源の未凝固堆積物——海成, 一部陸成 (中新統下部) ——から成る。

大和堆地方は, まず間違いなく, エピ地向斜性褶曲帯の断片で, その発達は原生代後期に始まり, 三疊紀後期の前期キンメル褶曲と, いくつかの花こう岩質岩コンプレックスの形成で終わった。ジュラ紀 (?) から中新世まで, 大和堆地方は隆起し, 削剝されたが, 古第三紀からは, 酸性と塩基性の火山岩の陸上噴火があり, 中新世か鮮新世に, 弱い沈降を始めた。大和堆地方の最新の構造では, 比較的狭く, はっきりと地形に現れている, 深さ 2 ~ 3 km までの地溝底 (1 km 以上の厚い新第三系 - 第四系の堆積物がある) で隔てられた, 北東方向の二つの堆が区分される。

深海盆——中央, 本州——は, 水平, あるいは緩やかに堆積した, 陸源, 珪質, そして火山灰質の堆積物——厚さは, 前者で 1.5 ~ 2 km, 後者で 0.5 ~ 1.5 km——に覆われた (49 図)。その上部 (0.5 km) は, “グローマー・チャレンジャー号” のボーリング資料によると, 更新統, 鮮新統, 中新統上部のものである。採取されていないその下部は, 中新統下部 - 中部と漸新統に入る可能性がある。堆積層は, おそらく, 多くの場所にあるが, 下部では, 古第三紀と新第三紀の安山岩, 流紋岩の被覆層の下にあるのであろう。中央海盆の地殻の厚さは, 12 ~ 13 km であるが, 本州海盆で 14 ~ 18 km である。地震のデータでは, 中央海盆の堆積層は, “玄武岩層” に特有な弾性 ( $V_p = 6.5 \text{ km/s}$ ) を特徴とする基盤に, 直接載っている。しかし, 海盆中でも海膨上でも, 北西, 北東, ほぼ東西方向の線状異常が複雑な網目模様となって現れる, 日本海の地球磁場の特性から見て, この海盆は, むしろ, いろいろな方向の深層断裂網で, 多くの地塊, または狭い開口地帯に分裂した, 大陸型地殻の上に生まれたものである。この開口地帯に沿って, 方向のさまざまな, 全体的な水平方向の拡大と, 海盆底の全体としての広がり, これより小規模な内側の隆起 (大和堆など), すなわち, ばらばらな拡大作用——これに伴って弾性波の速度と, 地殻の固結した部分の物質の密度の増加する方向への, 地殻の性質の変化があった——が起きた。

日本海内の熱流量は, 平均値の 2 倍以上である。これは, 横方向に大きく変化し, 断層が最も発達した地帯でマキシマムになる。ブーゲー補正の重力図で, この深海盆は, 重力の大きなマキシマム地帯となっていて, これは均衡異常図でもそのままである。こうしたデータを総合して, 日本海盆の下の大きな高温のマントル・ダイアピルの存在, その上部に新生代に起こった激しい隆起と, まちまちな水平方向の拡大, を推定することができる (50 図)。おそらく, 日本海盆の形成が始まるまで (つまり, 漸新世の始まるまで), 本州褶曲系は, 現在より, シホテ - アリニと朝鮮の東海岸にずっと近いところにあり, 南東に張り出していなくて, 日本海 (おそらく今の半分の大きさ) の海底の場所には, 大和堆の古キンメル褶曲帯があり, その西と南東に, 先カンブリア時代の基盤をもつ地帯があっただろう。

セノン期に, 後の日本海の海底に, 流紋岩質イグニブレイトの陸上噴火が始まり, 古第三紀には, 安山岩と玄武岩の溶岩の噴出も始まった。漸新世 (?) に, マントル・ダイアピルの成長が活発になったためと, その上部が東と南西に向かい, 非対称的に広がったため, 大きい, 横方向での出方が一様でない, 日本海盆の大陸地殻の拡大が始まった。これは, 主に, 北西, 北東, ほぼ東西, まれにほぼ南北の狭い開口地帯に起こったもので, この地帯に沿って, 大陸地殻の地塊の間に, 玄武岩の溶液がマントルから上昇した。地殻の水平方向の拡大に伴い, 表面の低下としたいに深まる海盆の形成があった。日本海底に相伴って起きた, 拡大, 地殻が薄くなること, 分裂, 沈降は, 中央海盆で漸新世 - 中新世前期, 本州海盆で中新世中期に最も激しかったが, これに反して, 大和堆内 (中軸地溝を除き) では, 割



50図 日本海地域の白亜紀後期(I), 晩新世(II), 漸新世-中新世前期(III), 中新世中期-後期(IV), 鮮新世後期-第四紀(V)の地質学的発達段階。ベルセネフ, ベズヴェルフネム, 1988 による

1 - 海水; 2 - 堆積層; 3 - "花こう岩-変成層"; 4 - "玄武岩層"; 5 - 深部下層 (マンツルの"上部岩流圏の上部層"); 6 - 岩流圏; 7 - ゴリツイン層; 8 - マンツル・ダイアピル; 9 - 岩流圏ダイアピル; 10 - 岩流圏アステノリス; 11 - ダイアピルの運動方向; 12 - ザヴァリツキー-ベニオフ震源ゾーン; 13 - 岩石圏中の水平運動の方向; 14 - 岩流圏アステノリスの冷却による岩石圏の沈降; 15 - 冷却時の岩流圏アステノリスの被覆層の沈降; 16 - リフト形成時の地殻の沈降; 17 - マグマの中心と通り路; 18 - 火山と通り路; 19 - 断層

合に弱かった。

中新世後期から、日本海盆中には、海底の不均一な沈降が優勢になるが、拡大はまだ終わらなかっただろう。日本海の狭い北部（間宮海峡）は、より厚い（30 km を下だらない）大陸地殻——その断面の上部は、深いダウン・ウォーピングをつくり、白亜系上部と新生代の堆積物に埋められた——をもっている。

### サハリンの新生代褶曲構造

幅100~200 km で、ほぼ南北に1000 km のサハリン島は、構造的には、その東に接するオホーツク海の南西の大陸棚と共に、新生代褶曲系——さらに南の北海道に延びている——である。サハリンの地形は、二つの中山形の山脈——島の中央部で、ポロナイ川とツイミ川によって排水される、狭い縦のサハリン中央凹地で隔てられた、西サハリン、東サハリン（それぞれ高さ1.3 km, 1.6 km まで）——が特徴である。この凹地の延長——ススナイ凹地——が、島の南で見られる。北部には、連続していない低い山脈がある、高くない地形が卓越する（特にサハリンの北端——シュミット半島——で）。

北サハリンの地質調査は、19世紀末-20世紀初頭、シュミット、チホノヴィチ、ポレグイによって始められた。南サハリンは、1905年から1945年（このときサハリンはソビエト連邦に戻った）まで、日本の地質学者によって研究された。40~50年代にサハリンの構造と発達を解明する上で、重要な意味があったのは、アレクセイチック、プレシャコフ、スメホフの研究であり、その後は、プシチャロフスキー、メランホリナ、メリニコフ、ラズニツィン、ロジェストヴェンスキー（以後の記述は、主にこの研究に基づく）、地球物理学者、スイチュフ、ツエゾフ、クラスニーらの研究である。

### 地質構造

サハリン-北海道北部の褶曲構造は、西は、中生代後期のシホテ-アリニ系——これと、東シホテ-アリニ火山帯で隔てられている——と、東は、オホーツク海底の中央部——おそらく、広いオホーツク中央マッシューフによって占められている——と接している。この構造の中央部分は、西を間宮海峡の新生代凹地に、東を南オホーツク深海盆に囲まれている。この構造の南部（北海道）は、西で本州褶曲構造の北端と、東で千島島弧の南西端に接する。サハリンより北で、サハリン-北海道構造は小さくなって消滅するが、北海道以南では、この上に重なった千島-カムチャツカ海溝の南西端に切られている。

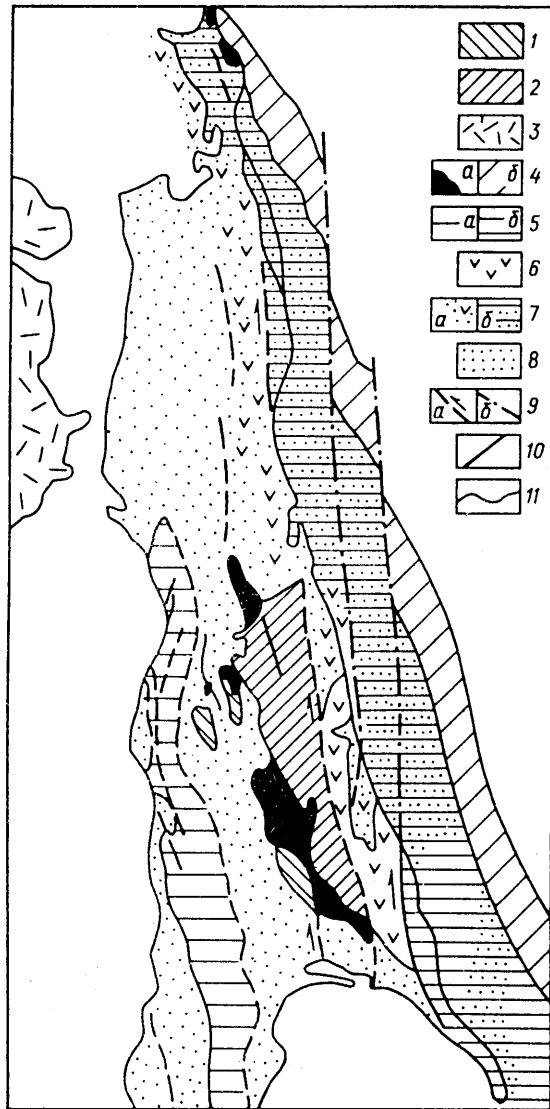
サハリン構造をつくるのは、まったく組成を異にする三畳系-白亜系下部、白亜系上部、古第三系-新第三系、第四系コンプレックスで、ヒアタス、また一部に傾斜不整合があり、それぞれに特有な構造プランと変位の性質が異なる。サハリン構造は、形の上から、南方の北海道に延びる、二つの大きな縦の地帯（メガゾーン）に分けられる。これは、サハリン中央凹地とほぼ一致する、深層構造線で二分される(51図)。西のミオ地向斜メガゾーン、またはむしろメソ地向斜メガゾーンの褶曲構造は、新生代後期、東の優地向斜メガゾーンの褶曲-デッケ構造は、主に中生代後期（古第三紀前）のもので、いくらか新生代後期の変形作用を受けている。

西メガゾーンは、主として、非常に厚い（10~15 km まで）、白亜系上部、古第三系、新第三系の陸源堆積物から成り、特別な層準（白亜系上部の下部、上部、ところどころで古第三系、中新統下部）には、従属的に凝灰岩起源の層と火山起源の層がある。このメガゾーンの東端には、三畳紀-白亜前期の陸源-珪質-火山起源の層が分布する。ある地質学者は、これらの層が、西メガゾーンのすべての白亜系上

部コンプレックを覆っている、と考えるが、これを証明するものは何もない。古第三系コンプレックスは、ヒアタスを挟んで、しかしはっきりとした不整合なしで、白亜系上部に載っていて、褶曲構造の形成は、主に鮮新世後期にだけあり、その後、西メガゾーンは隆起し、削剥された。

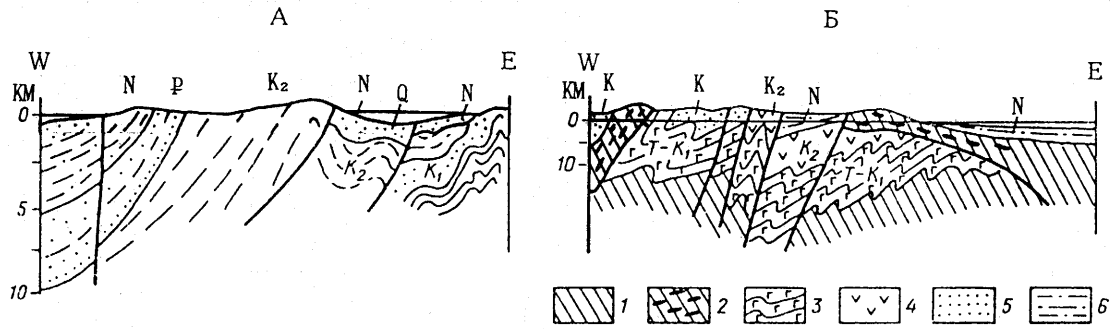
西メガゾーンの構造の主要素は、非対称的な西サハリン複背斜 (52図, A) で、これには狭く、逆断層-衝上断層で切られた東翼と、間宮海峡の海底で南に広がる、完全には補償されていない凹地——この中で広く緩やかに褶曲した新生界の厚さは、10 km に及ぶ——に移行する、広い (島の南部で) 西翼 (モノクリノリウム) がある。西翼では、海成の白亜系上部と新生界の陸源堆積物は尖滅し、一部は、東サハリン火山帯の陸成の火山層と交代する。西サハリン複背斜の南端に、いくつかの活動中の泥火山がある。中部サハリン構造帯の構造は、大部分が、鮮新世-第四紀の堆積物——これと関連がある、狭い最新の地溝を埋めている——に隠されている。ところどころで、この下から、上に挙げた三畳系-白亜系下部の堆積-火山起源の層が顔を出す。

東メガゾーンは、西メガゾーンより構造がはるかに複雑であるが、その断面中に中生代の珪質-火山起源の層 (サブアルカリ塩基性) とオフィオライト岩類の岩石が広く発達することから、これは優地向斜 (海洋地向斜) 凹地 (か複数の凹地) 中で形成された、と推定される。その最も西の部分に、複雑に変形している、東に押しかぶせた、オフィオライト-変成帯が広がり、これは、オフィオライト岩類のあらゆる岩石を含む蛇紋岩化したメランジュ、オーブ-セノマン階のオリストストローム層、中生代の堆積-火山起源の層——緑色片岩相と藍閃石-片岩相のもとで変成した——から成る (52図, B 参照)。オフィオライト岩類の超塩基性岩の時代は、おそらく中生代以前であろうが、蛇紋岩化したメランジュと現在のオフィオライト-変成帯の形成は、主として白亜紀中期と白亜紀末 (オーストリア, ララミー褶曲相) に起こったものであろう。主



51図 サハリン北部と中部の構造-地層帯  
(ロジェストヴェンスキー, 1987 による)

1 - 西メガゾーンの三畳系-白亜系下部の堆積物 (ドルダガン統) ; 2 - 同, 東メガゾーン ; 3 - 東シホテ-アリニ白亜紀-古第三紀火山帯の層 ; 4 - オフィオライト-変成帯 : a - 陸上 (中部サハリン構造帯) ; 6 - 地球物理学的データにより推定される, 海面下のものと, 堆積層に覆われたもの ; 5 - 白亜系上部の陸源堆積物 : a - 西サハリン・島弧前凹地 ; 6 - 東サハリン・島弧前凹地 ; 6 - 白亜系上部の火山起源の層 (東サハリン古火山性島弧 ; 7 - 東サハリンの白亜系上部の堆積物 (a) ; 同, 新生代の層に覆われたもの (6) ; 8 - 新生代の堆積物 ; 9 - 深層断裂 (移動を伴う) : a - 陸上, 6 - オホーツク海の水中 ; 10 - 横断断裂 ; 11 - 層位学上の境界



52図 サハリンの模式的な地質断面

A - 北サハリンの西メガゾーン，セメノフによる；B - 北サハリンの東メガゾーン，ロジェストヴェンスキー（1987）による

1 - 優黒質基盤（緑色片岩，角閃岩，斑れい岩質岩，超塩基性岩）；2 - 蛇紋岩化したメラングジュ；3 - 三疊系 - セノマン階の珪質 - 火山起源 - グレイワッケ；4 - 白亜系上部の珪質 - 火山起源の堆積物とフリッシュ様砂 - シルト岩の堆積物；5 - 白亜系上部の砂 - シルト岩 - 頁岩の堆積物；6 - 新第三系の堆積物

変成相も，この時期のものである。超塩基性岩，斑れい岩質岩，角閃岩，片麻岩，その他の変成岩の大岩体がある，北海道中部の神居古潭帯は，サハリンのオフィオライト - 変成帯の南への延長である。

これより東に，三疊系 - 白亜系下部の火山起源 - 珪質 - 陸源堆積物——オーブ - セノマン階のオリストストロームに整合に覆われ，共に激しい収縮を受けて褶曲（等斜褶曲をつくるまでに）し，ララミー（？）期の押しつぶせ褶曲で複雑化している——が発達する非常に広い地帯が大きく発達する，きわめて広大な地帯が広がっている。この地帯の南，北海道への延長——日高帯——は，始新世 - 中新世中期の花こう岩バツリスに貫かれ，中新世の火山岩に覆われた。この地帯は，次には，やはり激しく褶曲した，白亜系上部の珪質 - 火山起源の層と陸源の層から成る，サハリン構造の露出する最も東の地帯の上に，押しつぶせた。これらは，ところどころで，より緩やかに堆積した新第三系に不整合に覆われている。

二つのメガゾーンの延長である，サハリン北部は，海進により，いっぽう東メガゾーンは，不整合に堆積した，新第三紀の厚い（3～9 km）陸源コンプレックス——非常に簡単な短軸褶曲をしている——に覆われた。この北サハリン横断凹地の北部に，オハ油田地帯がある。その北，シュミット半島の地表に，白亜系上部のフリッシュ様堆積物に押しつぶせた，オフィオライト・コンプレックスが突出している。シュミット半島から南南東，ややサハリンから東に延びる，地磁気の線状のマクシмум帯の分布から見て，この地帯のオフィオライトは，島の中央部よりさらに東のオフィオライト帯——サハリンの東に接するオホーツク海の浅海部分の新生代の被覆層下に埋まった——のものである。

サハリンの新生代後期の構造で著しいものは，ほぼ南北の隆起の形成のほかに，5～25 kmの右ずれの移動があった，縦走断層の発達である。サハリン島地方は，周囲の地帯に比べ，比較的厚い（30～35 km）大陸型の地殻をもつ。堆積層の厚さは，0から10 kmまで（北と南で）上下し，“花こう岩 - 変成層”（これに白亜系上部以前の褶曲コンプレックスを入れると）の厚さは，12～15 km，“玄武岩層”の厚さは，15～20 km である。サハリンの重力の場合は，西マクシмум帯と東マクシмум帯に分けられ，これは，サハリン中央ミニмум帯によって隔てられている。サハリン島は，比較的安定した，もっぱらわずかに正の地磁気の場合に特徴があり，西と東を大きなマクシмум帯に限られている。西のマクシмум帯は，間宮海峡の北部の下に隠れている地域を含む，東シホテアリニ火山帯と一致する。シュミット半島から南南東に，オホーツク海の沿岸部に沿って延びる東マクシмум帯は，東オフィオライト帯を示すものであろう。西オフィオライト帯は，ずっと弱くて局地的な，地磁気のマクシмумによって注目される。

## 層位学

おそらく、サハリンで知られている最古（デボン紀前？）のものは、東メガゾーンの優黒質基盤の超塩基性岩（ハルツバージャイト、レールゾライト、ウェールライト、ダナイト、蛇紋岩）——シュミット半島のオフィオライト・マッシーフに構造的板状岩体の形で突き出していたり、より南部の蛇紋岩化したメランジュの中にあったりする——、同じメランジュからの種々の塩基性岩（斑れい岩、ざくろ石角閃岩、角閃石岩、エクロジャイトなど）である。塩基性岩による絶対年代（約2.0~1.8億年と1.3億年）は、オフィオライト・コンプレックスの岩石が受けた変成作用の時期を示しているのであろう。

東メガゾーンの西部のオーブ-セノマン階のオリストストロームの中に、古生物学的な特徴を具えた、デボン紀、石炭紀、二畳紀の石灰岩の岩層、それと二畳紀の斜長玄武岩、縞状フリントの岩層が見られた。これらの物質は、白亜紀中期に隆起と剝削があった、古生界中部-上部の発達する地帯——サハリン中央オフィオライト帯の優黒質基盤を覆った（？）——から入って来た。三畳系、ジュラ系、白亜系下部の岩石は、サハリンの二つのメガゾーンに存在する。西メガゾーンの東縁には、大理石化した石灰岩のレンズと頁岩の挟みがある。比較的薄い、深海性の珪質-火山起源の岩類が露出する。この中の火山岩は、スピライト、ソレアイト玄武岩、粗面玄武岩、まれにケラトファイアーである。東メガゾーンでは、同一年代の中生代の堆積物は、グレイワック質砂岩、シルト岩、珪質頁岩で、まれに塩基性溶岩、ジャスパー、珪質石灰岩の挟みがある。断面の上部で、陸源堆積物は、混濁流に典型的に見られる、漸次変化する層理をもち、シルト-粘土-珪質のマトリックスの中にある古生代の岩石（上記参照）、それと角閃岩、斑れい岩質岩、蛇紋岩の岩層、岩塊から成る、オーブ-セノマン階のオリストストロームに覆われている。

白亜系上部の堆積物は、サハリンの異なるメガゾーンでは、はっきりと異なる。西メガゾーンでこの堆積物は、非常に厚い（6~9 km）浅水-海性（アンモナイトとイノセラムスの化石を含む）、沿岸、一部陸成の陸源堆積物である。この中は、三つの堆積輪廻に分けられ、礫岩-砂岩の夾炭層が、上部で、炭酸塩コンクリーションを含む、砂-シルト層とシルト-粘土層と交代する。前者（セノマン階）の下部と第三の輪廻（シャンパーニュ-マーストリヒト階）中に、凝灰岩起源の岩石の層準がある。もっぱら酸性の上の層準の凝灰岩は、東シホテ-アリニ火山帯に起きた陸上噴火によるものである。東メガゾーンの東部で、白亜系上部（6~7 km まで）は、相変化のある珪質-火山起源の層（古玄武岩、ケラトファイアー、凝灰岩、ジャスパー、珪質頁岩、それに石灰岩の挟み）と、上に重なる陸源の海成層、ジャスパー、石灰岩、溶岩、凝灰岩のオリストリスを含むオリストストローム、それに夾炭層（テルベニヤ半島）である。

白亜紀と古第三紀の境で、サハリン地域は隆起し、これに伴い、東メガゾーンには、激しい収縮による変形があった。白亜系上部に、ヒアタスを挟んで、始新統下部-中部の堆積物——薄い炭層を含む礫岩と砂岩（ニジネドゥイスカヤ層）——が載る西メガゾーンでは、沈降がより早く復活した。この上に、始新統上部と漸新統の浅水性の砂-シルト-粘土の堆積物が続く。このメガゾーンの南半部の古第三系の厚さは、4 km までである。その北部で、古第三系はしだいに尖滅するが、そのところどころで、暁新世と始新世の安山岩-玄武岩が、ボーリングにより採取された。海進によって堆積した、新第三紀の堆積物は、ずっと広く分布し、西メガゾーン全体と東メガゾーンのいくつかの地域、それとサハリン中央凹地にあり、この島の北部全体をカバーしていて、ここでの厚さは全部で5~9 km に及ぶ。中新統中部-上部の層準に鉱床がある、オハ油田地帯は、この中にある。新第三系は、主として、浅水-海成

と大陸成の砂-シルト-粘土の堆積物で、いろいろなレベルに薄い石炭（中新統中部のベルフネドゥイスカヤ層）、褐炭、樹炭（鮮新統中）の薄い層とレンズを含む。西メガゾーン中新統下部、中部の断面中に、塩基性と中性の溶岩と、層灰岩と珪質の岩石があり、これは、日本列島の緑色凝灰岩層、千島列島のパラムシル統に対比される。塩基性溶岩と凝灰岩は、サハリン南部の鮮新統上部の層の間にもある。

サハリンの貫入岩は、シュミット半島のオフィオライト・コンプレックス中に含まれる斑れい岩-ノーライト、超塩基性岩質の小さな葉状岩体と、蛇紋岩化したメランジュ中のその岩片、ジュラ紀末と白亜紀後期末に当たる、約1.4億年と9500-8700万年の年代の斑れい岩質岩、閃緑岩、斜長花こう岩塊である。サハリン中央変成帯の緑色片岩相と青色片岩相の時代は、9000万-1億と6000-7500万年、つまり、白亜紀後期と白亜紀末-古第三紀初めとされている。

### 主な発達段階

サハリンの古生代の地史について私たちがもっているのは、断片的なデータだけである。地殻——その上にサハリンの地向斜凹地が発達した——の性質の問題には、議論がある。劣地向斜またはメソ地向斜型の中生界-新生界の断面をもつ、西サハリン・メガゾーンは、おそらく、繰り返しいくつもの破壊作用を受けた大陸型、または“漸移型”地殻の上のできたものであろう。東メガゾーン、または、いずれにしても、オフィオライト帯に当たるその周縁地帯——サハリン中央、西オホーツク——は、デボン紀前(?)の優黒質基盤をもっていた。少なくとも、サハリン中央地帯では、デボン紀、石炭紀、二畳紀に石灰岩、シリサイト、斜長玄武岩流が堆積した。

三畳紀、ジュラ紀、白亜紀前期の間に、東メガゾーンに、ジャスパー、石灰岩、塩基性溶岩の挟みをもつグレイワッケ-頁岩層が堆積し、また、より深海性の西メガゾーンの東部に、珪質-火山起源の層が堆積した。このメガゾーンのより西部の発達の性質は、明らかでない。白亜紀の前期と後期の境で、サハリン地域は、最初、収縮による変形を受け、その中央構造線帯に、狭く非対称的な線状の隆起を生じ、侵食された。東メガゾーンの凹地に、この隆起から、最初は中生代、後に二畳紀、石炭紀、デボン紀の岩石、そして最後に、デボン紀前(?)の優黒質、石炭紀、デボン紀の岩石、そして最後に、デボン紀前(?)優黒質基盤をつくる、オフィオライト・コンプレックスの岩石、の岩層が滑り落ち、オーブ-セノマン期のオリストストローム中に埋まった。この際、サハリン中央隆起は、東メガゾーン上に押しつぶせ、またその西縁の中生層は、らん閃石片岩相、緑色片岩相の変成作用を受けた。

白亜紀後期に、西メソ地向斜メガゾーンは、きわめて大きな、ほぼ補償された沈降を行い、非常に厚い浅海性堆積物と沿岸-陸成の陸源堆積物に埋められた。これと、狭いサハリン中央隆起で隔てられた、東メガゾーンの凹地中に、より深海性の珪質-火山起源の層と陸源の層が堆積した。白亜紀と古第三紀の境で、東メガゾーンには再び激しい収縮作用が復活し、優地向斜凹地を消滅させ、中生層中に狭い(等斜褶曲に至る)褶曲系を生じさせ、その上に西と東からオフィオライト帯を押しつぶせ、隣接地帯に変成作用を復活させ、斑れい岩質岩、閃緑岩、花こう岩質岩体の貫入をもたらした。

サハリン地方の全地域は、古第三紀の初めに隆起した。東メガゾーンでは、これが古第三紀の間続き、北部では、現在まで続いている。西メガゾーンの北部では、古第三紀に安山岩-玄武岩の噴火が起こったが、その中部と南部では、沈降と堆積——最初は石炭を含む堆積物、後には陸源の海成堆積物——が始新世に再開された。沈降軸は、少し西、間宮海峡中に移動した。西サハリン-タタール凹地の陸源堆積物の堆積は、新第三紀の間続き、さらに、中新世前期-中期には、これに伴って火山の噴火があった。最初、激しい沈降に加わったのは、サハリンの北部のほぼ全体であったが、最も東の西オホーツク帯も

これに参加した、サハリン地方は、鮮新世後期に、最後の褶曲相を迎え、その中で、西メガゾーンには、非対称的な複背斜——西にはこれに伴い、南に向かって広くなり、深さを増す、緩やかな間宮海峡の複向斜がある——、東メガゾーンの中部には、いくらか東に押しかぶせた、ドーム状-塊状の隆起、中央地帯には、地溝-向斜凹地、が生まれた。こうして、サハリンの新生代後期の褶曲構造（メガ複背斜）が形成された。この複背斜帯は、第四紀に隆起を続けたが、主な縦走断層に沿って逆断層-右ずれ断層運動が起こった。

サハリンの有用鉱物中、最も重要なのは、北サハリン横断凹地の中新統中部、上部の堆積物にある石油の鉱床——ここのオハ市地方で、戦前から採掘されている——、隣接するオホーツク海の浅海域域の石油の鉱床——ここで、この10年間に発見された——である。西メガゾーンの南部と中部の一連の石炭、褐炭の鉱床になっているのは、白亜系上部、古第三系、新第三系の夾炭層である。

### オホーツク海マッシューフ

オホーツク海中部と北部の海底は、広さ100-150 km までの浅い沿岸地帯を除き、0.2~0.5 km から1~1.5 km まで、サハリン北部から東に孤立しているデリュウギン海盆中でさえ1.78 km の深さ、が特徴である。狭い、急な大陸斜面地帯が、オホーツク海の中部と深い（3~3.3 km）南部——南オホーツク（千島）海盆——を隔てている（37図参照）。

オホーツク海の海底の地質構造は、それを取り巻く陸地の構造に関するデータ、海底地形、ドレッジ作業と地球物理学的研究の結果によって判断することができる。オホーツク海の海底が、西、北西、東をその沿岸と平行した中生代後期褶曲帯——それぞれ、東サハリン、コニ-タイゴノス（これに入るオホーツク-チュクチ火山帯の内側地帯と共に）、西カムチャツカ——に囲まれている、という事実は、その中部と北部に、より古い、たぶん中生代以前に固結した地塊（または複数の地塊）——オホーツク海中央マッシューフ（s.l.）——が広がっている、と考える根拠となる。この考えを裏付けるのは、磁場が比較的安定していることで、ヴェルホヤンスク-インジギルカ劣地向斜褶曲系の大部分の磁場を思わせ、大きな線状のマクシマムをもつ、コントラストのある周囲の褶曲帯の磁場とは、はっきりと異なっている。

オホーツク海マッシューフが存在する、という考えと一致するのは、厚さが25~32 km の地殻が大陸的なことで、これは、ドーム状隆起の下で厚く、海凹と海盆の下で薄くなり、“玄武岩”と“花こう岩”層の平均の厚さは、約15~17 km と10~12 km、堆積物の被覆層の平均の厚さは、0~10 km である。グニビデンコによると、最古の、おそらく先カンブリア時代前期の基盤が、オホーツク海マッシューフの北部——広い北オホーツク海ドーム状隆起——をつくっているのであろう。この地塊は、たぶん、ヴェルホヤンスク-チュクチ地方の始生代の基盤をもつ、オホーツク中央マッシューフの南東延長で、コニ-タイゴノス褶曲系とオホーツク-チュクチ火山帯によって切り離されたものであろう。そしてまた、南カムチャツカの中央隆起中の変成した基盤が突出したものは、本来、この地塊が南東に延びたものであろう。

オホーツク海中部では、基盤はさらに新しい可能性があり、おそらく、狭い褶曲帯で分けられた、いくつかの地塊でできているのであろう。基盤は、どんな場合にも、中生代の構造運動と火成活動で大きく変化している。被覆層を欠く、特別な場所でのドレッジ作業のデータによると、基盤中に片麻岩、珪岩、千枚岩、緑色片岩、グレーワッケ、珪質の岩石、などが観察された。そのほか、基盤は三疊紀前期、主として白亜紀前期、後期の花こう閃緑岩と花こう岩に貫かれているが、多くの場所では、白亜系上部の溶岩、中性、酸性の火砕岩（安山岩、石英安山岩、流紋岩など）に覆われている。白亜紀の陸上噴火（？）の火山岩と花こう岩質岩とは、時代、またおそらく、形成条件がオホーツク-チュクチ帯と

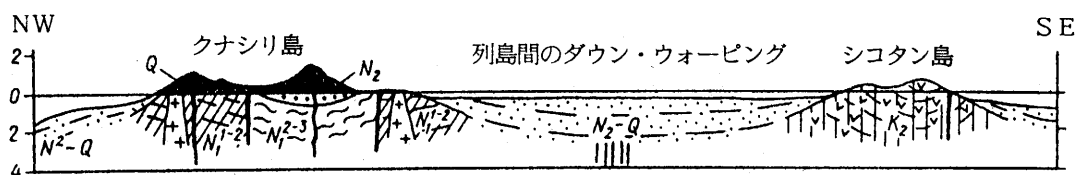


東シホテアリ帯の火山深成コンプレックスに近い、火成コンプレックスで、地球規模の東アジア白亜紀後期火山深成帯の1分枝に入るものであろう。

オホーツク海マッシーフの大部分の所で、基盤は新生代（所によりおそらく、それと中生代）の陸源堆積物と陸源-珪質堆積物の被覆層に不整合に覆われる。その厚さは、海底地形に海膨（北オホーツク海、インスチチュート・オケアノロジー、アカデミア・ナウカ、カシェパロフ堆など）となって現れる、短軸、およびほぼアイソメトリックな平らなドーム状隆起中での0~0.5 kmから、2~3 kmまで変化するが、クラスヌイーのデータによると、これと接する海凹（セヴェルニー、シェリホフ、カシェヴァロフ、マカロフ）で5~6 kmにまでも、また地溝性海盆（デリューギン）では6~10 kmまでになる。ウジンツェフによれば、新第三紀に、オホーツク海マッシーフの面は隆起し、全部か、大部分が陸化し、侵食網で分断されたが、第四紀に再び、一様ではないが著しい沈降を行い、海水に浸された。

### 千島島弧と隣接する海凹

北海道とカムチャツカの間、1200 kmにわたって北東方向に延びる千島島弧は、火山を頂く千島列島（南の最大はクナシリ、エトロフ、ウルップ、北ではパラムシル島）と、この最南部の東にあるハボ



53図. 千島島弧の南部を通る横断面 (セルゲエフ, 1976 による)

マイ・シコタン諸島（シコタン島など）の花綵列島である。千島列島に平行したビーチャジ海嶺は、その北への延長である。この島々の最も高い（1.5~2 kmまで）頂上は、列島の中部と南部にあり、北部は比較的低い。同じような横断沈降は、ビーチャジ海嶺の中部と、狭い縦に延びた海凹——海嶺と千島列島を隔てる——の中部、に特有なものである。この列島の北西に接して、南オホーツク、すなわち千島海盆があり、その南西部で最も広く（300 kmまで）、北東に向かい、しだいに狭くなって尖滅する。そのほとんど平坦な海底は、深さが3~3.3 kmである。

千島島弧、北海道、南カムチャツカの南東に、2300 kmにわたり、幅約100 km、深さ8~10.5 kmまでの弧状の千島カムチャツカ海溝が広がる。その南西は、広い、非対称的なゼンケヴィチ周縁海膨——東方でなめらかに太平洋の海底に移行する——に限られている。

千島島弧の地質学-地球物理学的研究は、日本の学者によって始められた。1945年、千島列島がソビエト連邦に入った後、この島弧と隣接する海凹を、火山学者のゴルシコフ、マルヒニン、フェドルチェンコ、シロフ、地質学者のヴラソフ、グニビデンコ、ゴリャチェフ、ジェルボフスキー、プリャルヒナ、セルゲエフ、ウディンツェフ、フロロヴァ、フロロフ、ブリコヴァら、地球物理学者のアヴェリヤノヴァ、コスミンスカヤ、タラカノフ、ツェゾフ、フェドロフ、ズロビン、クラスヌイーらが研究した。

千島島弧は、構造的には、浅いダウン・ウォーピングで隔てられている、二つの狭い弧をつくるドーム-地塊状の線状の隆起——外側の非火山性隆起（ハボマイ・シコタン諸島とビーチャジ海嶺）と、千島列島に当たる内側の火山性隆起——から成る（53図）。外側の弧の基盤をつくるのは、地表に現れた岩石のゼノリスから見て、片麻岩、結晶片岩、角閃岩、ホルンブレンド、蛇紋岩などで、おそらく、古生代-中生代の地向斜（オフィオライトを含む）と、地殻のより深い層から生まれたものである。シコタ

ン島に露出する断面の中で、大きな割合を占めているのは、南東に緩やかに傾いた、見かけの厚さが2 kmまでの白亜系上部（サントン-ジャンパーニュ階）の火山起源の層——玄武岩の枕状溶岩、上に火山起源-碎屑岩（海底崩積成）と陸源-凝灰岩起源-珪質フリッシュで、粗面玄武岩流とシルの葉層をもつ——である。このコンプレックスは、薄い新第三紀（？）の玄武岩質と安山岩質の陸上噴火の火山岩によって、不整合に覆われるが、島棚斜面上は、新第三紀-第四紀の砂-珪藻土質フリッシュによっても覆われる。

内側の弧をつくるのは、大きな三つのコンプレックス——新第三紀前の基盤、低角褶曲の中新世-鮮新世の火山起源-堆積コンプレックス、変形のない第四紀の火山起源コンプレックス——である。新第三紀前の基盤は、千島列島には露出がないが、その組成と時代は、グラニュライト、斑れい岩質、さらに珪岩と角岩のゼノリスから判断できる。列島の北西の島棚斜面から、1億5500万年（ドッガー世末）の年代の黒雲母花こう岩の岩屑が採集されたし、いくつかの島には、白亜系上部の花こう岩質岩の岩屑と岩塊が出現した。ヴォロブエフによると、千島列島の中新世の硫化鉄鉱床産の方鉛鉱からのウラン起源の鉛のアイソトープの組成によって、36億年という数値を得たが、これは、深い所にある、千島弧の岩石と鉱床の源である大陸地殻の年代が、始生代早期であることを示している。このデータから、内側の弧の基盤中に、先カンブリア時代早期の深成変成岩（おそらく、オホーツク、オホーツク海地塊の南東延長に属する）、またたぶん、ジュラ紀と白亜紀のあまり深くない花こう岩質岩に貫かれた、古生代-中生代の地向斜層の岩石の存在が考えられる。内側地帯には、外側地帯と同様、古第三紀層は存在しないだろう。

主に海底で堆積して、斧足類と腹足類の化石が特徴の新第三紀の火山起源-堆積コンプレックスの断面では、ヒアタスで隔てられた、全体の厚さが5~6 kmまでのいくつかの統が区別される。下部のパラムシル統（中新統下部-中部）は、陸源の岩石（砂岩、シルト岩）と玄武岩、安山岩、石英安山岩、流紋岩質の火山起源の岩石（凝灰岩、火砕岩、まれに溶岩）——石英閃緑岩体に貫かれた——の集まり（3 kmまで）である。日本とサハリンの緑色凝灰岩層に対比されるこの統の岩石は、激しいプロピライト化作用を受けている。エトロフ統（中新統上部）は、フリッシュ様の珪藻土、泥灰岩、珪質シルト岩、砂岩、凝灰岩の互層である（2 kmまで）。その上部に、玄武岩質と玄武岩-安山岩質の溶岩がある。ウテスニー統（鮮新統）では、安山岩質の火山岩が優勢で、従属的に酸性の凝灰岩と陸源の岩石がある（1~1.5 kmまで）。新第三紀層は緩い傾斜で堆積しているが、多数の急傾斜の断層によって切られ、断層付近では、褶曲と撓曲で複雑になっている。

新第三紀のいろいろな統の侵食面に、陸上で、また一部は海底で堆積した、擾乱されてない第四紀の火山コンプレックスが重なる。これは、約100の死火山、30以上の活火山が“載つた”火山台地をつくる玄武岩質溶岩で始まる。火山の一部は、玄武岩と安山岩-玄武岩から成るが、もっと多いのは複成火山で、玄武岩から安山岩-石英安山岩（安山岩がはっきりと優勢）までの範囲の岩石から成り、いくつかはカルデラで複雑になっている。流紋岩と石英安山岩の多数の小さなドーム状単成火山もある。第一グループの玄武岩質火山は、おそらく、深さ約60 kmのマンテル上部のマグマ溜りからの供給を受けたものであろう。第二グループの本質的な安山岩質火山のマグマ溜りを、一部の地質学者は、やはりマンテル起源としているが、地殻内の中間的なマグマ溜り——この中で、深層の玄武岩溶液の結晶分化作用が起きた——の存在が考えられる。他の地質学者は、この火山の下に、特殊な、安山岩質と、より酸性の地殻内再溶融マグマ溜りがある、と考える。

南オホーツク海盆は、第四紀の堆積物（0.5~0.8 km）と、おそらく新第三紀の堆積物（3~3.5 kmまで）——音響基盤上に載った——に埋められている。基盤は、十中八九、中生代とより古い時代の岩

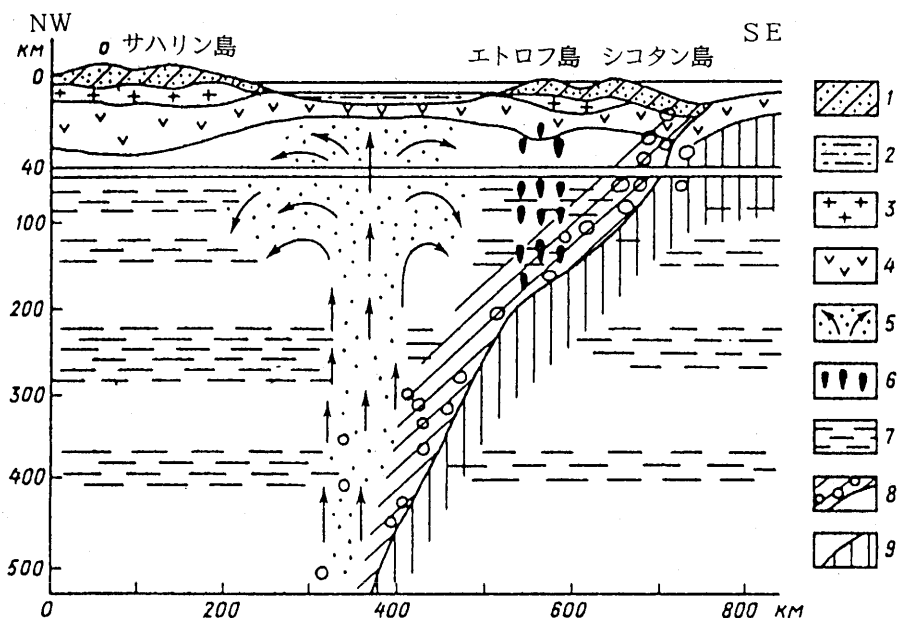
石から成る。なぜなら、この海盆の両斜面から、ドレッジでジュラ系中部-上部の花こう岩が採取され、また、今の海盆側から千島列島内に、中新世に花こう岩、花こう片麻岩、片麻岩、種々の片岩の岩塊が運び込まれていて、白亜紀後期、または少なくとも古第三紀から新第三紀の始まるまで、侵食を受けた隆起がこの中に存在したことを示しているからである。

千島-カムチャツカ海溝は非対称的である。海段で複雑になっている西斜面は、東斜面よりも急（ $5\sim 10^\circ$ 、ときとして最大 $25^\circ$ ）で、白亜系上部に不整合に載る、厚い凝灰岩起源-陸源-珪質堆積物から成る。斜面の下部で、これらは非常に変形しているが、たぶん、斜面に沿う地辻りの結果であろう。仮説のサブダクション帯の上に重なる、褶曲した大洋堆積物の“アクリーショナリ・プリズム”が存在する証拠は、見られない。平らな海溝底は、幅が平均5 km（ときに最大20 km）で、圧密も受けず変位もしていない、薄い堆積物に覆われる。全体として、海溝のより緩やかな外翼とゼンケヴィチ周縁海膨は、広く行われている説によれば、断裂で複数の地塊に分裂し、薄い、断続した大洋堆積物の被覆層——この下に白亜紀前期(?)の大洋地殻の第二層のソレイト玄武岩コンプレックス、その下に、塩基性岩-超塩基性岩から成る、第三層が広がっているはずである——がある、大洋型地殻をもっている。しかし、ヴァシリエフらが行ったドレッジの資料によると、ゼンケヴィチ周縁海膨のある部分と海溝の外側斜面で、ソレイト玄武岩の基盤の中に、塩基性岩、斑れい岩質岩、輝緑岩と共に、太平洋周縁の地殻構造の複雑さを示す、ざくろ石を含む雲母片岩、珪岩、その他の変成岩の岩層も見られる。しかし、ある研究者は、これらの岩石は、氷山から落下したモレーンである、と考えている。

深層地震探査法、対比屈折法、反射法による、最近の地震学的研究資料によれば、千島弧全体の下地の地殻は、大陸的な性格をもち、厚い（20 km まで）“玄武岩”層と比較的薄い（数 km）“花こう岩”層がある。その全体の厚さは、千島列島の下で30~35 km、ハボマイ・シコタン諸島とピーチャジ海嶺下で約20 km である。地殻は海溝の軸に向かって15 km まで、また、地殻が大洋的な性格もつ海溝の東斜面で10~8 km まで、薄くなる。以前、垂大洋型の薄い地殻とされた、南オホーツク海盆の下に、最新のデータ（ピッケニナら、1987）により、いくらか厚い（27 km）、変質した大陸地殻があるのが確認されている。ここでは、新第三紀と第四紀の堆積物の厚さ4 kmの層の下に、薄い（2~3 km）“花こう岩-変成層”（古生代-中生代?）と厚い（20 km まで）地殻の下部がある。その断面で、“玄武岩層”に特有な速さ（6.7~7.0 km/s）をもつ“層”が、おそらく、地殻に入ってきたマントル物質からの岩体に当たる、より速さの速い（7.8~8.2 km/s）層と、再度互層している。

マントルの最上部（深さ30 km）で、縦波の速さは8.4 km/sに達する。しかし、南オホーツク海盆下の深さ40 kmのところで、速さはすでに7.8 km/sまで、50~70 kmと100~150 kmの間で、7.2~7.6 km/sまでも低下する。ツエゾフによると、このマントル上部で、厚さ100~140 kmまでの上に突き出た、広い岩流圏のレンズがあり、その下部は、北西に向かって、千島列島下の120~150 kmから、オホーツク海中央部地方——ここで尖滅する——での250 kmまで、緩やかに沈下する。南オホーツク海盆と千島弧地方の熱流量は、全体として、平均値の約2倍であるが、千島列島下では、2.5倍にもなるが、海溝下では比較的小さい。ツエゾフの計算によると、千島列島と南オホーツク海盆の深さ30~40 kmで、温度は1000°Cに達し、岩流圏のレンズ中の物質は、割合に緻密でなく、その上部（深さ100 kmまで）では、一部が溶融状態にあるはずである。

これらのデータから、千島弧と南オホーツク海盆下に、横断面が非対称的で、北西に傾く、高温のマントル・ダイアピルが存在する、と推定される。千島弧と南オホーツク海盆下の磁場の異常は、きわめて複雑な構造で、コントラストがあるが、最近の地質構造や地形との関係は希薄で、おそらく、この地域の地殻が深部で、古い時代に均質でなかったことを反映しているのであろう。千島列島と、地磁気の



54図 南サハリン，南オホーツク海盆，千島弧南部，千島-カムチャツカ海溝南部の深層の模式的地質-地球物理学的断面（タラカノフによる，ボグダノフ，1988 の解説から）

1 - 新生代の火山起源と堆積層；2 - 深海盆の堆積層；3 - “花こう岩層”の変成岩；4 - 大洋地殻の玄武岩と“玄武岩層”の岩石；5 - 深層の熱流と流動成分の流れ；6 - 島弧の下のマンツルの熔融ゾーン；7 - マンツル中の岩流圏低速層；8 - 大洋側に動いたプレート周縁部（震源をもつ震源ゾーンと一致する）；9 - 大洋のサブダクション・プレート

線状のミニマムが一致し，また，ハボマイ・シコタン諸島，ビーチャジ海嶺，海溝の外側斜面と，線状の大きなマクシマムが一致する。南オホーツク海盆には，横方向にも縦方向（北北西）にも，線状のマクシマムが認められる。重力の場合は，千島-カムチャツカ海溝のミニマムと，南千島海盆のマクシマム（とくにブーゲー補正ではっきりした）が特徴である。

千島弧と，その西に隣接する地帯は，地震が異常に多いのが特徴で，ソビエト連邦内の地震の約50%がこの地震である。しばしば千島列島の海岸に大災害をもたらす波——津波——を起こす震源は，千島-カムチャツカ海溝地帯では，地殻内にある。しかし，圧倒的多数の震源は，深さ数10 km から600~650 km までのマンツル内にあり，幅500~600 km の震源ゾーン（または，和達-ザヴァリツキー帯）——これは海溝の西斜面の下に始まり，全体として，45~50°の角度でアジア大陸の下に沈み込み，下部では上部よりも少し急である——の中にある（54図）。

深層地震の震源中の応力の分析は，この中では全体として，震源ゾーンの走向に対し横方向の，ほぼ水平の圧縮が卓越しているが，細かいベクトルの方向はさらに複雑で，地域によって一様でないことを示している。プレート・テクトニクスの支持者は，この震源ゾーンや同じような震源ゾーンをサブダクション帯，すなわち，現在起きている（そして過去にも起きた），太平洋岩石圏プレートのアジア岩石圏-マンツル地塊の下，600~650 km の深さまでの逆押しかぶせ断層帯と解釈する。しかし，反対意見（1946年にザヴァリツキー，その後，シティレ，クロポトキンにより唱えられた）もあり，これは，この地帯で，アジア岩石圏地塊の太平洋地塊上への活発な押しかぶせ断層（オブダクション）が起こっていて，太平洋地塊周縁部のアジア地塊の周縁下への沈下は，この作用——この説の同調者の現在の考えによると，これはおそらく，今の南オホーツク海盆と千島弧地域の下に，高温の非対称的なマンツル・ダ

イアピルが持ち上がって来たこと、その上部が一方の、太平洋側に広がったことによって起こった——の痕跡である、とする。

60年代にはすでに、震源は震源ゾーン中に不規則に分布しているが、もっぱらある範囲の深さ(約50 km, 100~150, 300~400, 500~600 km)に集中していること、が明らかになった。それと共に、タラカノフのデータによって、千島-カムチャツカ地方の深さ400~450 kmまでのマントル上部で、震源ゾーンを通る弾性波の伝播速度が相対的に上下する水平な地震の層が、4度入れ代わることが明らかにされた(“上部マントルの多岩流圏モデル”)。この事実に基づき、ズロビンは、震源ゾーン中に起こる作用について、もう一つの仮説を発表した。それによると、震源ゾーンのある深さで、上部マントル層の相対的な水平移動が起こり、しかも、上の層は、下の層に対し、東に動き、こうして、時と共に、最初は急か垂直でさえあった震源ゾーンが、しだいに平らになり、上部は太平洋底の周縁部に押しつぶせる。最後に、チュディノフの仮説がある。それは、千島-カムチャツカを含む震源ゾーンに、排出作用、つまり、全体的な地球の拡大による、島弧の地殻からの、新しく生まれた太平洋周縁部の地殻の深層での突き上げ、がある、というものである。以上のことから明らかなように、震源ゾーンに起こる地球力学的作用の性質には、きわめて議論が多く、今は明らかになっていない。

千島列島とそれを取り巻く凹地の地質学的発達、白亜紀後期以後だけ、いくらか正確に書くことができる。この発達史については、二つの大きな相反する説がある。その一つによれば、千島弧は、大洋型地殻——地向斜作用の進行中に、漸移型地殻(今はまだ成長を終えない地殻、ところにより発達する大陸地殻に転換する)の上に形成された。別の説によると、島弧中に、古い大陸地殻があり、特に新生代に破壊作用を受け、変質し、薄くなり、島弧の中央部は完全に崩壊した。南オホーツク海盆については、それぞれ、大洋性のレリックという説と、比較的新しい大陸地殻の開口、水平方向の拡大がないか、またはわずかな拡大のある中での海盆への沈降——これに伴い、相の転移かマントル物質の貫入による物理的性質の変化があった——の結果生まれた、という説が出されている。

上にあげた資料から導き出されるように、島弧の下に、全体にわたって、十分に厚い(30~35 km)大陸地殻が存在すること、その中には片麻岩、結晶片岩、その他の深層の変成岩があること、また、島弧の基盤が始生代前期という放射性同位体のデータから、この大陸性基盤は、日本列島や南カムチャツカの基盤と同じように、アジア大陸周縁の先カンブリア時代前期のもので、後に地向斜作用に加わった、という意見に賛成できる。ハボマイ・シコタン諸島にゼノリスと岩塊の形で出るオフィオライトと、千島列島のジュラ紀と白亜紀の花こう岩質岩は、この地向斜作用のさまざまな相の証拠である。

白亜紀後期に、ハボマイ・シコタン諸島地帯は、優地向斜凹地で、玄武岩質の海底火山活動の生成物と、凝灰岩起源-陸源-珪質の千枚岩の層とに埋められていた。千島列島地帯は、おそらく南オホーツク海盆地帯と同じように、相対的に隆起した。古第三紀に、ハボマイ・シコタン諸島地帯も隆起に加わった。中新世の初めに、千島列島地帯に比較的深い凹地が生まれ、新生代全体を通じて、海面下で凝灰岩起源-陸源-珪質の堆積物——さまざまな組成(玄武岩から石英安山岩まで)の個々の溶岩流を含む——で埋まった。いくらか遅れて、南オホーツク海盆が沈降に加わり、そのある地域からは、中新世にもまだ、碎屑物が千島列島の凹地に流れ込んだ。その沈降に伴い、大陸地殻(?)のばらばらな伸長(完全に断裂することなく)、その中へのマントル物質の厚いシルの貫入があった。

千島弧の沈降、活発な火山活動とその“背面”の伸長は、マントル・ダイアピルの上昇と、千島弧のオブダクションを伴う(?), マントル上部の太平洋側への非対称的な拡大によるものであろう。鮮新世後期-第四紀に、ここに相対的に、また一部は絶対的に、高まった弧状の地帯が生まれ、その内側の陸上と海底に、多数の火山の中心噴火が起きた。この時代、現在の場所に千島-カムチャツカ海溝が形成

され、ゼンケヴィチ周縁海膨のように、非常に深く（4～4.5 km まで）沈降した。今も、千島弧の地向斜作用は、まだ続いているのであろう。現在の隆起帯、沈降帯は、“生きた”地背斜、地向斜凹地と見るべきである。白亜系上部と新生界の堆積-火山起源コンプレックスは、まだ顕著な収縮による変形を受けておらず、新生代の地向斜“輪廻”の造山期は、まだ始まらなかったのである。

千島弧の有用鉱物には、海底でできた噴気-火山起源の硫化鉄を含む中新世の銅-多金属鉱石を挙げなくてはならない。これは、同じよう、時代も同じの日本列島の黒鉱型の鉱石に対比される。この鉱石は、千島列島の多くの島々——クナシリ、ウルップ、パラムシルなど——で知られている。最後の島では、活火山のエベコ火山の火口にある、天然硫黄が有名である。

## 太平洋変動帯北西部の主な発達段階とその規則性

太平洋変動帯は、始生界-原生界下部の大陸地殻をもつ古い卓状地と、大洋型地殻をもつ太平洋の海底を隔てているので、この変動帯が周縁地帯として誕生した時代に関する問題は、実際には、太平洋海盆の発生、起源に関する問題に帰する。今日まで、その起源は、全く推測の域を出ない。最も広く行われている説によると、太平洋海盆は、少なくとも原生代後期にはすでに存在していて、これを物語るのが、太平洋の周縁に広がり、また一部は深海に延び、周縁を縁どる古い卓状地またはその間の最古のリーフェイ紀中期、後期の地向斜凹地、オーラコ地向斜凹地、オーラコゲン、太平洋変動帯のいくつかの地方でのリーフェイ紀の最古のオフィオライト岩類、が存在することである。リーフェイ紀発生説は、ブレインスキー-ハンカ・マッシーフの東縁沿いに広がり、ハンカ・マッシーフと中朝卓状地の間で西に張り出す、劣地向斜に近いリーフェイ-カンブリア紀の凹地の存在、リーフェイ紀後期(?)の基盤に東カムチャツカのオフィオライト・コンプレックスの岩石があること、から見て、太平洋変動帯の北西部に、完全に当てはまる。

この変動帯の北西部の西、内側地帯は、破壊された、リーフェイ紀以前の大陸型地殻——この存在は、タイゴノス、南西カムチャツカ、シホテ-アリニと本州の北西部のいくつかの地域で認められ、また、オホーツク海マッシーフ中と千島列島の基盤中にあると考えられる——上に発達した。おそらくこの地殻は、ところどころで、リーフェイ紀に（または古生代中期の初めに）はもう分裂し、優黒質の基盤をもつ拡大地帯をつくったのであろう。しかし、これより広い古生代以前の優黒質の基盤が、変動帯の北西部の内側(東側)地帯——コリャーク系、オリュートル系、東カムチャツカ系の大部分と、おそらく、東サハリン帯、それと、たぶん、ベーリング海のアリュシャン海盆底がこれに入る——に広がっている。太平洋変動帯北西部の構造的な発達には、拡大と沈降の優位で始まり、一連の曲折の後、広い範囲での収縮と隆起の優位に終わる、いくつかの“輪廻”が認められる。輪廻と発達段階、発達期の間の境は、変動帯の違う地域でもいつも同時、とは限らない。

前に述べたように、最初の地向斜輪廻は、シホテ-アリニ地域では、リーフェイ紀中期(?)に始まり、カンブリア紀中期、つまりサライル世に、収縮による変形、変成作用、花こう岩質岩の深成作用、広域的な隆起で終わる。おそらく、この輪廻は、今後、二つの亜輪廻——バイカル、サライル——に分けられるだろう。太平洋変動帯北西部の南半(シホテ-アリニ、日本、それに、おそらくサハリン)の第二の地向斜輪廻は、たぶんシルル紀の地殻の分裂と沈降の強化期に始まり、複雑で長期の発達をした末に、激しい収縮による変形と、花こう岩質岩の生成(地殻が大陸性の地帯で)、中生代のいろいろな時代——日本海の中央部でジュラ紀以前、本州でジュラ紀末、ヒンガノ-ブレインスカヤ帯で白亜紀初め、シホテ-アリニで白亜紀前期末-後期半ば、サハリン東部地帯と北海道で白亜紀末——の全体的な

隆起，で終わる。

太平洋変動帯北西部の北半では，独自の原生代後期 - カンブリア紀（バイカル - サライール）の輪廻は確定されておらず，実際には，ただ一つの，完全に終了した地向斜輪廻が古生界（オルドビス紀またはシルル紀以後）と中生界を覆う。古い，少なくとも一部は始生代の大陸地殻の上に載っている，外側（西側）のコニ - タイゴノス帯で，リーフェイ紀の堆積物は，おそらく被覆層コンプレックスであったが，陸源 - 珪質 - 火山源の層で埋まった地向斜凹地は古生代に生まれ，その発達を白亜紀後期の初めに——この時，オホーツク - チュクチ火山帯の内側地帯の厚い火山岩とモラッセに埋められ，激しい褶曲 - 押しつぶし断層による変形を受けた——その発達を終えた。コニ - タイゴノス帯が，南で，同時にその地向斜の発達を完了した，シホテ - アリニ帯とつながったことも，考えられる。オホーツク海と南西カムチャツカには，たぶん，古生代を通じて，また中生代前期にさえも，堅固な中央マッシューフの性格を維持していた，カンブリア時代の基盤の広い地塊があったろう。白亜紀に，これは，激しい構造運動 - 火成活動を受け，多くの地域では，もっぱら酸性の陸上火山の火山岩と花こう岩質岩の貫入岩に覆われた。

コリヤーク高地地方に，少なくともオルドビス紀かシルル紀に始まり，白亜紀末まで，地向斜凹地，あるいは，むしろ凹地系があり，大洋型地殻の上に載っていて，厚い海性（一部深海性）の珪質 - 陸源堆積物と凝灰岩起源の堆積物と塩基性火山岩に埋められたが，中生界の断面には，オリストストロームもあった。収縮相とその後のジュラ紀後期前と白亜紀中期の拡大相で複雑になった，この海成地向斜系の発達は，白亜紀末と始新世の初め（？）に褶曲 - デッケによる変形で終了し，その間，主に，コリヤーク系とその東への延長——コリヤーク高地とアラスカの間のパーリング海の大陸棚を占めている——の現在の構造がつくられた。

後期中生代褶曲帯，あるいはララミー褶曲帯（コリヤーク系，東サハリン帯など）の発達が終わった段階と，白亜紀前期または白亜紀後期の初めに始まる新生代地向斜凹地と凹地系（西サハリン，カムチャツカ - オリユートル，千島）の前期の発達段階は，時代的に一致する。

古生代 - 中生代の輪廻と同様，白亜紀 - 新生代凹地の一部は，大陸地殻上に発達し，陸源または凝灰岩起源 - 陸源の断面をもつ劣地向斜，あるいはミオ地向斜型のもの（西サハリン - 間宮海峡凹地）であるが，構造帯でより広い場所を占めているその他（オリユートル，東カムチャツカ，ハボマイ・シコタン帯）は，主に，優黒質の基盤に載り，断面の下部に厚い珪質 - 玄武岩質の層，より高い部分により多様な成分の陸源 - 火山源の層をもつ，優地向斜型の発達，が特徴となった。隆起により，ただし，カムチャツカ - オリユートル系では，暁新世と始新世の褶曲 - 衝上断層，デッケによる変形によっても中断された，沈降作用は，中新世後期（カムチャツカ - オリユートル系），または，中新世前期（？）（サハリン）の収縮による変形と，全体的な隆起により終了した。新生代の凹地と凹地系が，漸新世 - 中新世の地殻の伸長，薄層化，分裂，そして一部の開口の進む中で，地向斜の発達段階を終えると同時に，前に成長した高温のマントル・ダイアピルの上に以前にあった地殻は，縁海盆（日本海，南オホーツク，コマンドル）をつくり，その後，鮮新世 - 第四紀に，全体的な非補償性沈降を行った。その太平洋沿いの末端に沿って，現在の形の弧状の地塊の隆起帯（コマンドル - アリュウシャン，千島，日本列島弧）と，日本列島弧に伴う海溝——これから大陸の下に延びる震源ゾーンがある——を形成した。

太平洋変動帯の北西部の鮮新世（特に鮮新世後期）と第四紀は，収縮による変形の中断と，反対に，水平方向の伸長による，地塊構造——地溝，地塁，断層で限られた同じ側に傾く地塊，さまざまな規模の断層——カムチャツカ，千島，コマンドル - アリュウシャン島弧，シホテ - アリニ系北西部，日本海盆底などに著しい——が広く発達するのが注目される。この時代のものに，大規模で繰り返し起きた，

陸上火山の活動があり、玄武岩質の噴出物（カムチャツカ、シホテ-アリニ）も、組成のさらに多様な噴出物（千島弧）もあった。

太平洋変動帯の北西部、つまり、広い意味ではアジア大陸から太平洋底への漸移帯に、新生代後期に起きた、この互いに関係し合う構造運動-深成作用の集まりは、今のところ、地球力学上、一つの解釈を得るには至っていない。ある研究者によって、これは、プレート・テクトニクスの立場から、太平洋岩石圏の漸移帯岩石圏下への逆押しかぶせ（サブダクション）の結果である、とされ、他の研究者によって、漸移帯のマントル・ダイアピルの非対称的（横断面で）で活発な隆起と拡大、その岩石圏の太平洋周縁への押しかぶせ（オブダクション）の結果とされ、第三の研究者（地球脈動と膨張の立場で）は、太平洋変動帯の多くの地帯の地殻の活発な拡大作用と火山作用を、鮮新世-第四紀のいくつかの全地球的拡大相と関係がある、リフト起源の現象、と見ている。



## 第4章 ソビエト連邦の主な地質学的発達段階

本書の1, 2, 3巻に示した, ソビエトの主要な構造地域の地質構造の概観, いくつかの隣接地域, それを取り巻く内海と縁海——大西洋, 太平洋, 北極海盆の一部である——底の構造に関する短い報告から, 北ユーラシアの主な地質学的発達段階を区分し, 特徴を示すことが可能である. 筆者は, 部分的にこの問題を, 個々の卓状地, メタ卓状地, 褶曲地域, 全変動帯の地史と関連して取り上げた. このため, 具体的な地域の進化の段階について, 繰り返し語ることをやめ, ここでは, 上述したすべての地域——それは非常に広く, 多様な構造なので, 全地球の地殻の主な進化の段階を判断できる——に共通の発達の特性を挙げるだけにする. 次のような, 最も重要な五つの発達段階(メガ段階)が区別される.

- 1) 卓状地の最古の大陸地殻, そしておそらく, より広い大陸地殻形成の段階——大始生代と始生代;
- 2) ユーラシア大陸内に原始卓状地と原始地向斜地域があった段階——原生代前期;
- 3) 古期卓状地とメタ卓状地地域の独立と前期の発達, ユーラシア大陸の形成段階——原生代後期;
- 4) 変動帯の地向斜の発達とユーラシアの古期卓状地の卓状地プレートの被覆層の形成段階——原生代後期末, 古生代, ところどころで中生代初め;
- 5) いくつかの変動帯中の継承地向斜地域と復活地向斜地域, 新たな大洋と復活した大洋, 大陸地塊の発達を伴う段階——中生代-新生代.

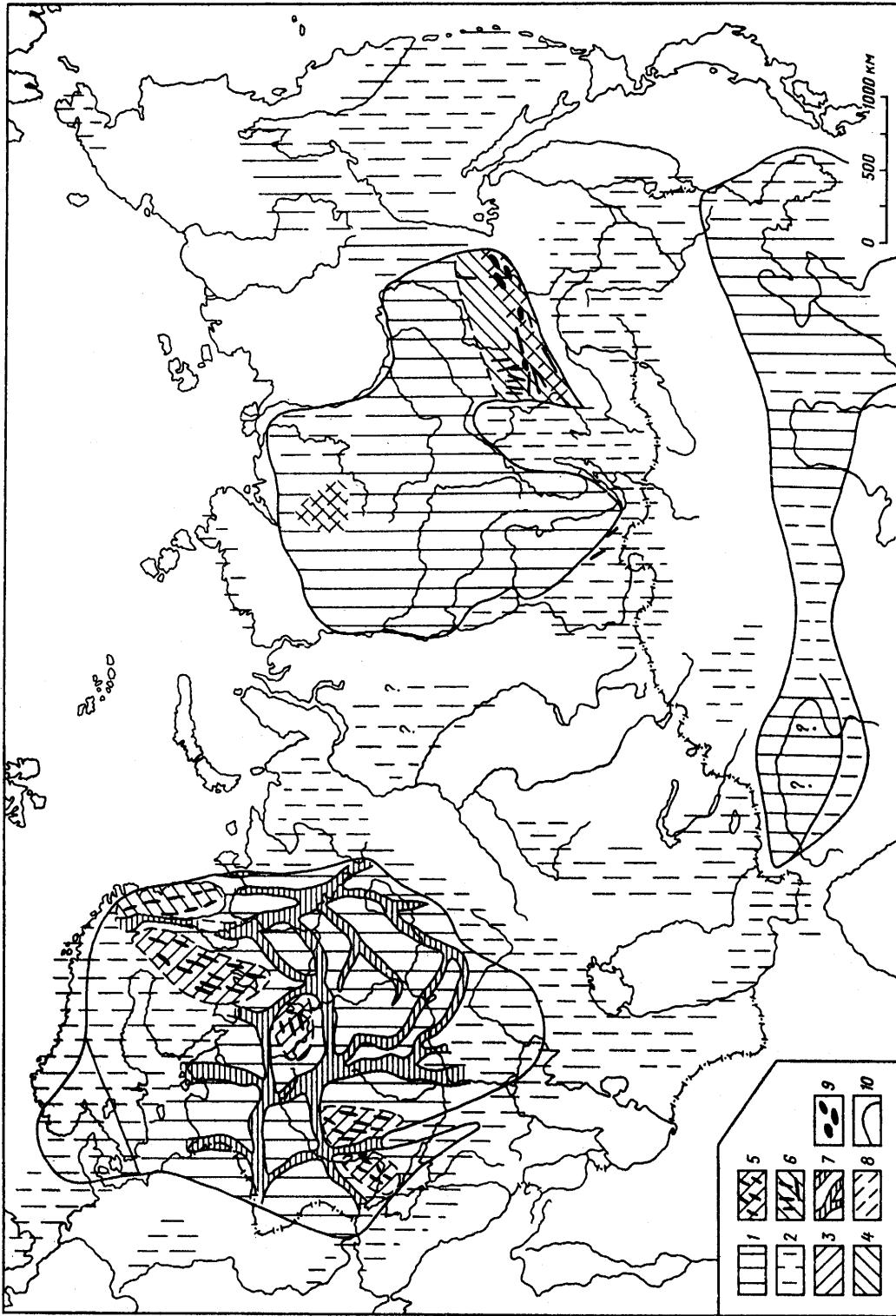
データに信頼性があり, 豊富なこと, 地域を網羅していることから, その発達の性質を判断することができ, 前の段階から後の段階へと, 連続して発達していることは, 確かである.

### I 卓状地(大陸?)の最古の原始大陸地殻の形成段階——大始生代と始生代

地球, とくにユーラシア大陸の地殻の最古の岩石の組成の問題は, 今のところ, はっきりしたことは言えない. 現在, 多くの研究者は, 多くの楕状地内に露出する最古の層に入るのには, “灰色片麻岩”コンプレックス——本質的には, 閃緑岩, 花こう閃緑岩, 斜長花こう岩, 斑れい岩-閃緑岩(または安山岩, 石英安山岩, まれに安山岩-玄武岩)質の岩石が優勢な, 本源マグマ(貫入と噴出)による岩石で, 角閃岩相の変成作用を受けたもの——である, という説に傾いている(55図). “灰色片麻岩”コンプレックスは, ふつう, 片麻岩のほかに, 従属的に角閃岩をも含む. その成分は, ナトリウムがカリウムよりも圧倒的に多く, Ni, V, Cr が比較的多く(ふつうの花こう岩質岩に比べ), Ti, Rb, Ba, U, Th が少ないのが特徴である.

“灰色片麻岩”コンプレックスは, 東ヨーロッパ卓状地の二つの楕状地で知られており, しかも, ウクライナ楕状地の沿ドニエプル川地塊のアウル統からの角閃岩については, Sm-Nd法によって, 地球上で最も古い年代——39.1~2.2億年——が得られた. コラ半島では, “灰色片麻岩”コンプレックスの最古の岩石の年代は, 31~32億年とされている. その他多くの楕状地で, “灰色片麻岩”層の年代は32~35億年を越える. しかし, “灰色片麻岩”が, 実際に地球の最古の“原始”地塊であることを明確に示す根拠はない. なぜなら, “灰色片麻岩”をつくったマグマが, この深部下層に貫入したり, あるいはその表面に流出したりしているからである.

他の多くの卓状地と違い, シベリア卓状地のアルダン-スタノボイ楕状地とアナバル突出部に露出す



55図 ソビエト連邦とユーラシアの隣接地域の始生代の基盤構造図 (56-66図と同じように、空間復元をしていない)

1 - はっきりした始生代の原始大陸の基盤, 分裂してないもの; 2 - 同, 推定のもの (後に激しく変形した); 3 - 大始生代 - 始生代前期の顕著な "灰色片麻岩" 地域; 4 - 大始生代 - 始生代前期の顕著な "チャノーノツカイト - グラニューライト" 地域; 5 - 始生代の緑色岩地帯, 3のタイプ地域の (花こう岩 - 緑色岩地域) に重なる; 6 - 始生代の緑色岩地帯, 4のタイプの地域 (グラニューライト - 緑色岩地域) に重なる; 7 - 始生代 - 原生代前期 (?) のグラニューライト地帯; 8 - 始生代後期 - 原生代前期の後退変成作用地帯; 9 - 始生代後期 - 原生代前期の斜長岩, 斑れい岩質岩, 輝岩マッシューフ; 10 - 明らかかな始生代の基盤をもつ古卓状地 (オリエンテーションのために示す)

る最古の岩石は、“灰色片麻岩”ではなく、グラニュライト相の片麻岩，結晶片岩——最も古く，深い凹地（リソプリント）中に生じ，はるかに激しい変質作用を受けた，非常に厚い初生堆積 - 火山起源コンプレックス——である。多くの研究者のデータによると，このアルダン・コンプレックスの基盤は，さらに古い片麻岩，結晶片岩，チャーノクタイト片麻岩とエンデルバイト片麻岩——何人かの地質学者（キツル，ペトロフら，1986）により，全体として，他の卓状地の“灰色片麻岩”と同じような，より強い変成作用を受けたもの，と見られている——がつくる。このコンプレックスの岩石の放射分析による年代測定値は，広い範囲にバラついているが，最古のものは34～37億年である。34億年までの年代の同様な岩石が，オモロン・マッシューフで知られている。

ところどころで，横方向に転移し，グラニュライト・コンプレックスにつながる“灰色片麻岩”コンプレックスは，その下部で転移し，始生代の原始大陸地殻のさまざまな深さの地帯を示しているはずであり，グラニュライト・コンプレックスの発達する地帯，特にシベリア卓状地の基盤のアルダン，アナバル突出部は，始生代末までに，すでに非常に著しい隆起と大きな削剝作用があった地域である，という説がある。しかし，第一部で述べたように，グラニュライトのアルダン・コンプレックスの下の層準の岩石の転移に必要な圧力（実験データでは，10～12キロバルに達する）は，非常に大きく，地質学的には信じられない大きさである。その後の（始生代末までの）隆起と侵食の断面の大きさ——30 km 台——を想定しなくてはならない。この“原生代広域変成作用のパラドックス”からの可能な出口を，ある地質学者は，大始生代と始生代前期には，その後の時代に比べ，地球の密度がはるかに大きく，したがって大きさは小さく，始生代とその後，大きくなった，という説に求めている。

始生代の地球の発達は，至る所での岩石圏の分化した運動性，大きな透過性と熱流量，地温勾配——現在の数倍になる——が特徴であった。非常に熱せられた比較的薄い原始大陸の地殻は，極めて大きな可塑性を得て，最上部の薄い部分だけが，ずっともろく，その中に，エピソード的に，断裂を生じたかも知れないが，しかし，これは間もなく，同じ地帯の加熱の増加と，その中にマグマが入り込んだことにより，“回復”した。

始生代を通じて，その後の卓状地の種々の地帯，それと少なくとも，その後のメタ卓状地と変動帯のいくつかの場所で，この地殻は繰り返して拡大したが，その上部は分裂し，その中に多数の緑色岩帯とその構造的“アンサンブル”——緑色岩地域——を生んだ。同じような地帯と地域の地殻の拡大は，地殻を薄くし，また，しばしば，完全に地殻を分裂させただろう。この過程の進む中で生じた深いトラフは，火山起源の厚い層に埋められたが，その中で特徴的なのは，マグネシアに富む超塩基性岩と塩基性岩——コマチアイトと玄武岩——と，同じマントルの初生マグマから分化した，より酸性のものか，対照的な，二つのモードをもつ火山岩類，それと，陸源堆積物，鉄 - 珪質堆積物との組み合わせである。たいいてい，原始大陸地殻の発達する場所は，緑色岩帯と緑色岩地域の深部下層である（ウクライナ楕状地の始生代前期，ヴォロネジ・マッシューフ，バルト楕状地のカレリ・メガゾーンの始生代後期）が，始生界の上部に属する，アルダン楕状地と緑色岩帯の東サヤン帯では，アルダンのグラニュライト・コンプレックスでできたマッシューフ上にあった。

緑色岩帯と緑色岩地域の発達は，長く（数億年）続いて，収縮による変形で終わり，向斜，複向斜，押しつぶせ断層（一部だけは，花こう岩ダイアビルが原因かも知れない），主に個々の緑色岩帯の間に集中したが，緑色岩地域にも及んだ，広範な花こう岩化作用をもたらした。始生界コンプレックスの広がる，古卓状地と変動帯の多くの地域での，最も激しい花こう岩化作用が，約26～25億年前の始生代末に起こったが，おそらくこれは，地殻の上層に深い所の熱，それとカリその他のいくつかの元素が，地球的規模で，“瞬間的に大きく”移動したこと，によるものであろう。始生代末の衝突と大規模な変成作

用、花こう岩化作用の出現で、その後の古期卓状地、少なくともその一部は、他の大陸地帯の比較的薄い原始大陸地殻を、より成長した、厚い大陸地殻に変えた。

## II 原始卓状地地域と原始地向斜地域の形成と発達段階——原生代前期

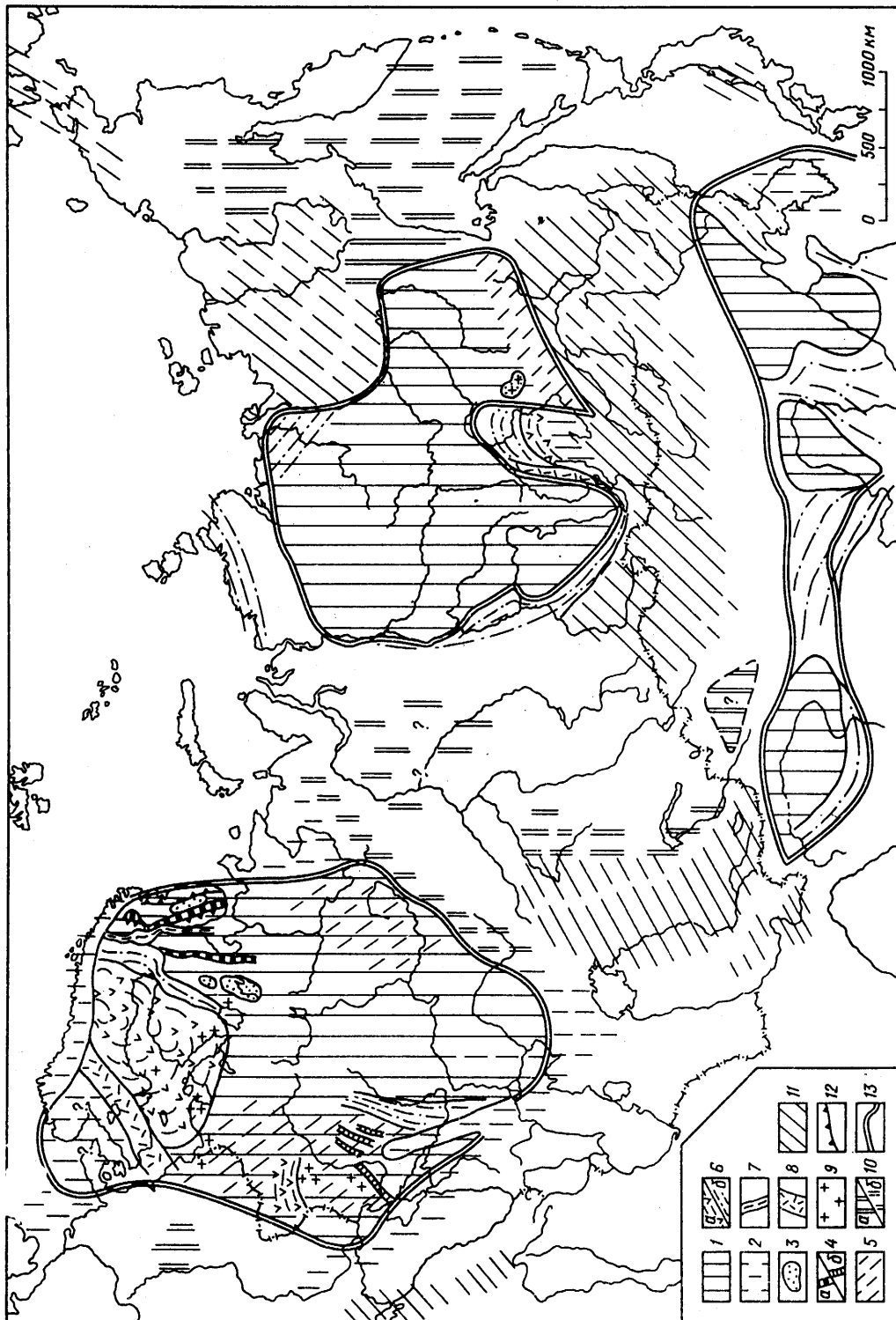
始生代末に、基本的には、北ユーラシア、第一にシベリアと北ヨーロッパの卓状地内、それとおそらく、これらと隣接するその後の変動帯にも、古大陸地殻が形成された(56図)。その温度条件と変動の程度は、原生代の初めに完全に低下し、地殻の上部はいくぶん“固く”なり、ユーラシアの広大な地域に、比較的より静穏な(変動の程度や熱流の激しさは、その後の卓状地をはるかに凌ぐものではあったが)原始卓状地体制が確立した。

原生代前期全体を通じて、最も広い原始卓状地地域は、シベリア卓状地の場所、おそらく、現在の境界をはるかに越えた所にあった。今の東ヨーロッパ卓状地地域では、原始卓状地地域は小さな面積を占めていた。その西部で、そしてより小規模に中央部で、地殻は原生代前期の初め、そして主にその半ばに、多かれ少なかれ、著しい分裂作用を受け、その結果、卓状地の北西にスヴェコフェンスキ原始地向斜地域、中央と南西に、いくつかのもっと狭い原始地向斜帯を生じた。原始地向斜地域と地帯は、疑いなく、その後の変動帯の大部分の地域(特に、カザフ高地、アルタイ-サヤン地域、北蒙古などにあった)、コルイマ・マッシューフ、バイカル・メタ卓状地地域、おそらく、シベリア卓状地の北東部、などにもできた。

原始地向斜地域は、全体として、その長さや幅が、新期地殻固結時代の変動帯より短い、その分布の全体像は、今のところ、十分な正確さで求めることはできない。その内部には、それをつくる地層から判断して、それぞれ劣地向斜、優地向斜に近い形の地帯(たとえば、カザフスタンのカルサクパイスキ原始優地向斜凹地)があったが、ある研究者の意見によると、おそらく大陸地殻の開口地域——たとえば、バイカル地域のバイカル-ヴィチム帯(クリチン、ドブレツォフらによる)、スヴェコフェンスカヤ地域の東地帯など——を記録している、最古のオフィオライト岩類(原始オフィオライト・コンプレックス)の発達する地帯もあった。しかし、全体として、原生代前期に、原始地向斜地域の大洋型地殻が新たに形成された地帯の幅と面積は、おそらく、新期地殻固結時代の地向斜帯よりもはるかに小さかったであろう。

スベコフェンスカヤ原始地向斜地域の内側部分の地殻は、中に巨大なスベコフェンスキ花こう岩質岩マッシューフが発達するのを見ると、大陸的な性格を維持していたであろう。原始地向斜帯と地域が最も活発に発達した時期は、原生代前期半ば(21~19億年前)に当たる。その後、19億年前と18億年前の間に、褶曲-衝上断層、ところどころでデッケの発達を伴う収縮、変成作用、花こう岩化作用を受け、後褶曲期花こう岩質岩に貫かれた。少し後(17~16億年前)、いくつかの原始地向斜褶曲地域の境に沿って、火山-深成活動帯(ゴトスキー、アキトカンスキーなど)が生まれた。

原生代前期、原始卓状地地域の構造体制も、完全に一様ではなかった。その地域の一つは、全体的に隆起して削剝され、また、ときどき(主にスベコフェンスキ、ゴトスキー期に)強く熱せられ、後退変成作用の発達を見、また、他の地域では、比較的小さな地域が沈降し、主として陸源物質で埋められた短軸盆地——原始陸向斜、その深さは、ところどころで、その後の古期卓状地の陸向斜をはるかに越える——が形成された。これらの発達は、しばしば、スベコフェンスカヤ構造-火成活動期と同時の低角褶曲と花こう岩化作用の出現で終わった(たとえば、アルダン-スタノボイ楕状地のウドカン盆地)。それと共に、原始リフト構造——非常に厚い陸源-珪質の層(ジャスピライトを含む)か、本質的に火



56図 ソビエト連邦とユーラシアの隣接地域の原生代前期の地質構造図

1～9 - 後に古卓状地、メタ卓状地となった地域の原生代前期の構造の要素；1 - 始生代の変成した基盤をもつ原生代前期の原始卓状地地域；2 - 同、推定；3 - 原生代前期の原始陸向斜；4 - 原生代前期の原始リフト・ゾーン（原始オーラコゲン）、完全な火山起源（a）と陸源 - 珪質（6）の断面をもつ；5 - 始生代の基盤の原生代前期中の熱変化；6 - 原生代前期の原始地向斜地域と原始優地向斜型（a）と原始劣地向斜型（6）の地帯；7 - 原生代前期のグラニュライト帯；8 - 原生代末の火山 - 深成岩帯；9 - 原生代後期末の緑れん石、ラブラドライト、ラバキビ花こう岩マッシューフと斑れい岩 - ラブラドライト・マッシューフ；10～11 - 後の変動帯中の原生代前期の構造の要素；10 - 原生代の基盤の地塊、確実（a）、推定（6）；11 - 原始地向斜地域と地帯（一部は、リーフエイ紀前期 - 中期に発達を続ける）；12 - いくつかの大きな衝上断層；13 - 古期卓状地の境界（オリエンテーションのために示す）

山起源（主として玄武岩質岩）の層に埋められた線状の地溝——もできた。これらは、ふつう、隣接する原始地向斜帯または地域と同時に褶曲し、その周縁とほぼ平行に広がったが、その後、これらと同時に収縮と変成作用も受けた（バルト楕状地のイマンドラ-ヴァルツガ、ペチェンガ帯）。メタ卓状地地域内（またはその間）のいくつかの線状地帯も、最初はおそらくリフトの性格をもっていて、後に、激しい収縮、グラニュライト段階の変成作用を受け（バルト楕状地のラップランド-コルヴィツカヤ帯）、グラニュライト帯を形成したのであろう（しかし、少なくともラップランド・グラニュライト帯の片麻岩の部分は、始生代後期のものである）。

終わりに、原始卓状地のある周縁地帯、特に、シベリア原始卓状地のスタノボイ地帯は、原生代前期に大規模な構造-地熱作用によって変化した。この作用は、南の、その後のウラル-蒙古帯の東部にあった地域から広がり、この地帯は、古い構造の走向とは向きを違えて、原生代の基盤上に重なった。

特筆しなくてはならないのは、原始地向斜地域でも、原始卓状地地域の原始リフト・ゾーン帯、その他の構造帯でも、原生代前期の水平方向の拡大、火山活動、その後の収縮、変成作用、花こう岩化作用の出現には、全地球的なリズムが存在すること、である。事実、原生代前期全体が、いくつかのより部分的な輪廻で複雑化した、最大の構造-火成活動輪廻の一つで、約21~20億年前の拡大のマクシマムと地殻の“露出”、約19~18億年前の収縮のマクシマムと、それに伴う変成作用、花こう岩化作用があり、その後、酸性の火山活動と深成作用の出現があった。

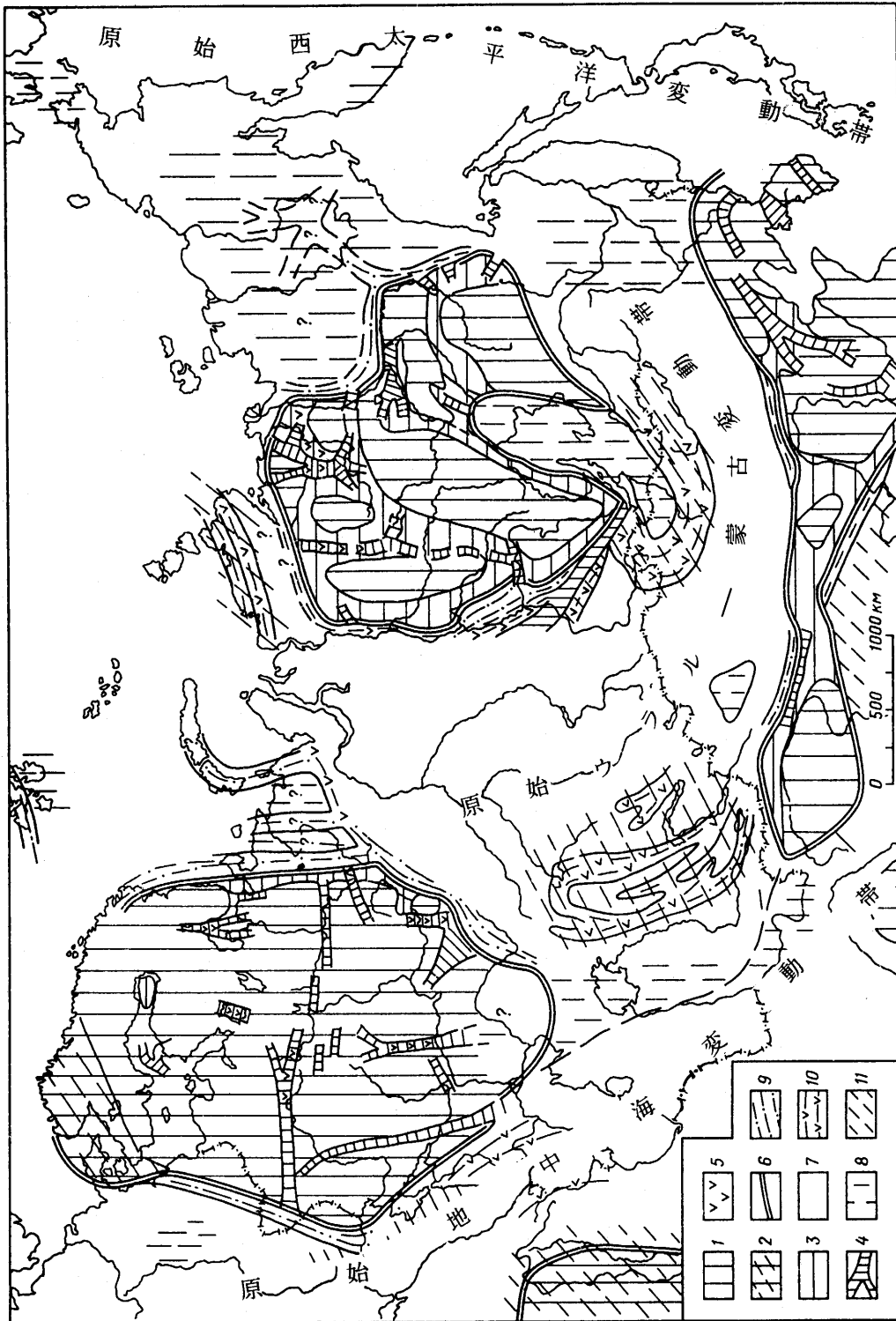
### III 古期卓状地とメタ卓状地地域の分離と前期の発達、ユーラシア変動帯の形成段階 —原生代後期

原生代前期末、原始地向斜地域と地帯、それをつくるコンプレックスの褶曲作用、変成作用が消え、原始卓状地の原始リフト・ゾーン帯と、広範な花こう岩化作用、再三の後退変成作用が終わった後、後の古期卓状地に全体的で著しいテクトノサーマル活動のレベル低下と平均化が起きた。これらの地域は、広い安定した中核部になり、その地域の間で、原始地向斜凹地と凹地系の発達は、完全にではないが原生代前期に終わり、また、ところどころに、原生代後期にも続いた地域が残っている。

リーフェイ紀前期-中期に、北ユーラシアで（地球の他の場所と同様に）、大陸地殻の破壊作用——水平方向の拡大、深層断裂、断層、による分裂、線状の地溝による凹地（オーラコゲン、オーラコ地向斜）の形成、全体的に地殻が薄くなる現象——ただし、完全な断絶には至らなかった（か、ほとんど至らなかった）——が急激に強まった。形成される卓状地の中でも外でも、拡大地帯の方向性が大きく違うのは、これらが、原生代後期に、地殻がいくつかの全体的な、方向がさまざまな水平方向の拡大を行った、地球力学的環境のもとで生まれた、ということを示している。

破壊作用は、ユーラシアの違った地方に（他の大陸のように）、全く違った強さで現れた。これが、古期卓状地（東ヨーロッパ、シベリア、中国）を、その間に生まれ、またその間にある、比較的破壊作用が弱く現れた地域と、破壊作用の現れ方が著しかった、広大な太平洋地帯とに分離した。リーフェイ紀に、その後の変動帯もメタ卓状地地域も含まれていたこれらの地帯は、仮に、原始変動帯と呼ぶことができよう。東ヨーロッパ卓状地は、顕生代を通じてその重要性を保っていた境界で分離した。シベリア卓状地は、リーフェイ紀に、ずっと北西に分布していて、現在のベルホヤンスク-チュクチ褶曲地域の全部か大部分に広がっていたであろう（57図）。

古期卓状地中の地殻の破壊は、さまざまな方向の多くの線状の地向斜凹地——卓状地の奥に出るか、その境界に平行で、走向に沿って両側で尖滅する、オーラコゲン——の形成と、それが深くなること、玄武岩とそれより酸性でアルカリ性の火山岩のオーラコゲン内での噴火、中央方の超塩基性のアルカリ



57図 ソビエト連邦とユーラシアの隣接地域のリフエーイ紀前期-中期の地質構造図

1-6 - 古期卓状地地域； 1 - リフエーイ紀前の基盤の隆起-突出地域； 2 - グリスラランドスキ（リフエーイ紀後期前）変成基盤をもつ周縁部； 3 - 薄い被覆層がある、わずかに沈降した地方； 4 - 地溝による深い凹地-オーラコゲン； 5 - 火山活動の出現； 6 - 古期卓状地と原始変動帯の境界； 7-11 - 原始変動帯； 7 - 細分していない原始変動帯地域； 8 - 原始変動帯中のリフエーイ紀前のシアルの基盤（一部埋没）； 9 - 原始変動帯の周縁地帯にあるリフエーイ紀前期-中期のオーラコ地向斜凹地； 10 - リフエーイ紀前期-中期の地向斜凹地と凹地系（新規のものと同原代前期から継承したもの）； 11 - リフエーイ紀後期前（イッスレンドンスキ、グリスラランドスキ）褶曲、変成作用、花こう岩化作用を受けた地方

岩塊の形成、となって現れた。これらの作用が進む中での古期卓状地の面積の全体的な増加は、数%を越えることはなかったろう。

原始変動帯中の地殻の破壊は、第一に、古期卓状地との境界に沿って、リーフェイ紀前期または中期に、オーラコゲンよりも深く、長く、複雑な構造をもち、断裂で限られ、切られたオーラコ地向斜凹地——多くはもっぱら陸源、炭酸塩、一部火山起源の層に埋まる——の形成となって現れた。一般に、この地帯は、長い、多く輪廻を含むその発達を、リーフェイ紀後期、ヴェンドまたはカンブリア紀の収縮による変位で終了した。これに入るものに、特に、チム、西ウラル、エニセイ、タイムイル、バイカル-パトム、ポーランド-デンマーク、ダブルジャ、などのオーラコ地向斜帯がある。

原始変動帯の内側部分のところどころで、リーフェイ紀前期-中期に、原生代前期の地向斜地域の一つになる、残留原始地向斜凹地の発達が続いて行われた(カザフ高地、ウラル-蒙古原始変動帯のアルタイ-サヤン地域の南部、カルパチア、クリミア南部、地中海変動帯中のその他の地方)。この発達は、一般に、リーフェイ紀の中期、後期の境、つまり、グリスランドスカヤ、またはイセドンスカヤ世に、褶曲による変形、変成作用、花こう岩質岩の形成、で終わった。他の原始変動帯のある地域には、リーフェイ紀前期-中期に、オーラコゲン型(北天山)か、オーラコ地向斜型の地溝凹地——これらは、リーフェイ紀後期以前に収縮による変形を受けた——ができた。それと共に、原始変動帯内に、比較的安定したマッシューフ——高いか、あるいは薄い被覆層で覆われた——があった。

リーフェイ紀中期と後期の境の褶曲作用、変成作用、花こう岩化作用は、古期卓状地のいくつかの周縁地帯(バルト楯状地のグリスランドスカヤ帯、中国卓状地の南部、北アメリカ卓状地のグレンビル帯)にも及んだ。新しく形成された大洋型地殻をもつ、新しい典型的な優地向斜凹地と凹地系、ましてや開口地帯は、原始変動帯中に、リーフェイ紀の初め、または後期半ばまでは、生まれなかったろう。このため、ここに取り上げた段階で、原始変動帯中に、地向斜地域とメタ卓状地地域を区分するのは、正しくないであろう。

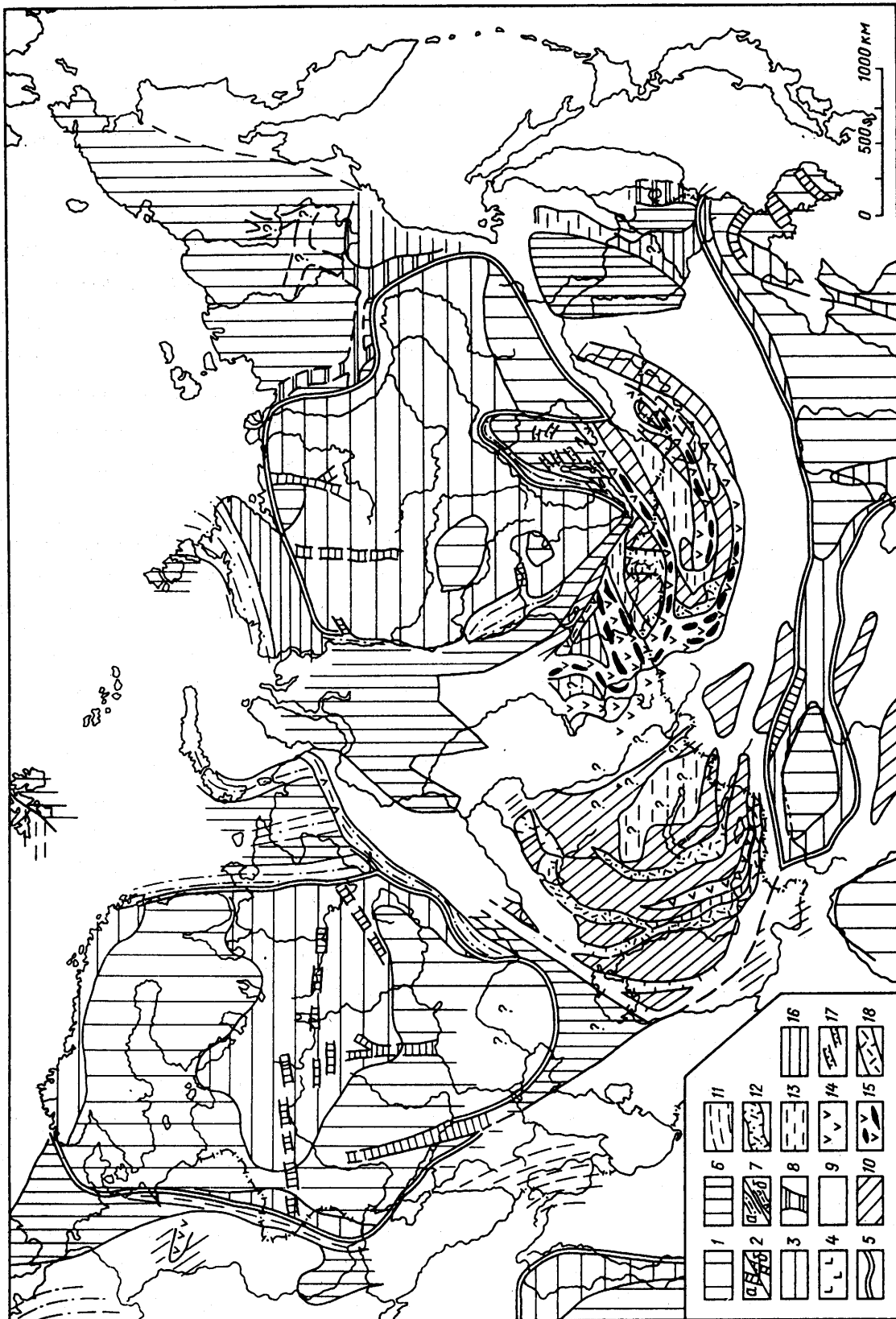
おそらくどこも大陸地殻の上にある、ウラル-蒙古、地中海クラトン間原始変動帯と、一方はシベリア、中国卓状地、もう一方は太平洋海盆の間の境界地帯にできた西太平洋変動帯との、構造上の位置の主な違いは、すでに上に述べた。この位置に関して、太平洋変動帯は、横断面がはっきりと非対称的なのが特徴で、その東の内側地帯は、形成時には大洋型地殻をもっていたらう。太平洋変動帯の原生代後期の誕生は、太平洋——この惑星で最も古い——底の形成時代の上限を示すものであろう。

#### IV ユーラシアの古期卓状地の被覆層の形成と変動帯の地向斜の発達段階 ——原生代後期末-古生代(ところによって中生代初め)

原生代後期末か古生代のごく初期に、原始変動帯内で、ふたたび大陸地殻の拡大作用と破壊作用が非常に強まり、典型的な地向斜凹地を形成させたが、これには、優地向斜凹地と地向斜系、その多くに生じた、大小の幅の大陸の基盤——新規の薄い大洋型地殻をもつ——の完全な断裂帯が含まれる。この作用は、原始変動帯全域はカバーしなかった。古期卓状地に隣接する多くの地域には、この作用が及ばなかった(か、ごくわずかしか及ばなかった)が、これが、これらの地域を、地向斜変動帯とメタ卓状地地域に分けることになった。この作用は、同じ地向斜帯の別の地域でも、全く同時には始まらなかった。すなわち、ウラル-蒙古変動帯のある地域——カザフスタン、北天山、アルタイ-サヤン地域——では、リーフェイ紀後期に始まり(58図)、他の地域——ウラル、南天山——では、やっとなカンブリア紀(ウラルではカンブリア紀後期にさえ)に、この変動帯のある地域では、すでに最初の収縮相が出現した後に、始まったのである(59図)。そのほか、この破壊作用は、違った速さと違った強さで進行したので、ある



58



58図 リーフェイ紀後期-ヴェンド紀のソビエト連邦とユーラシアの隣接地域の古地質構造図

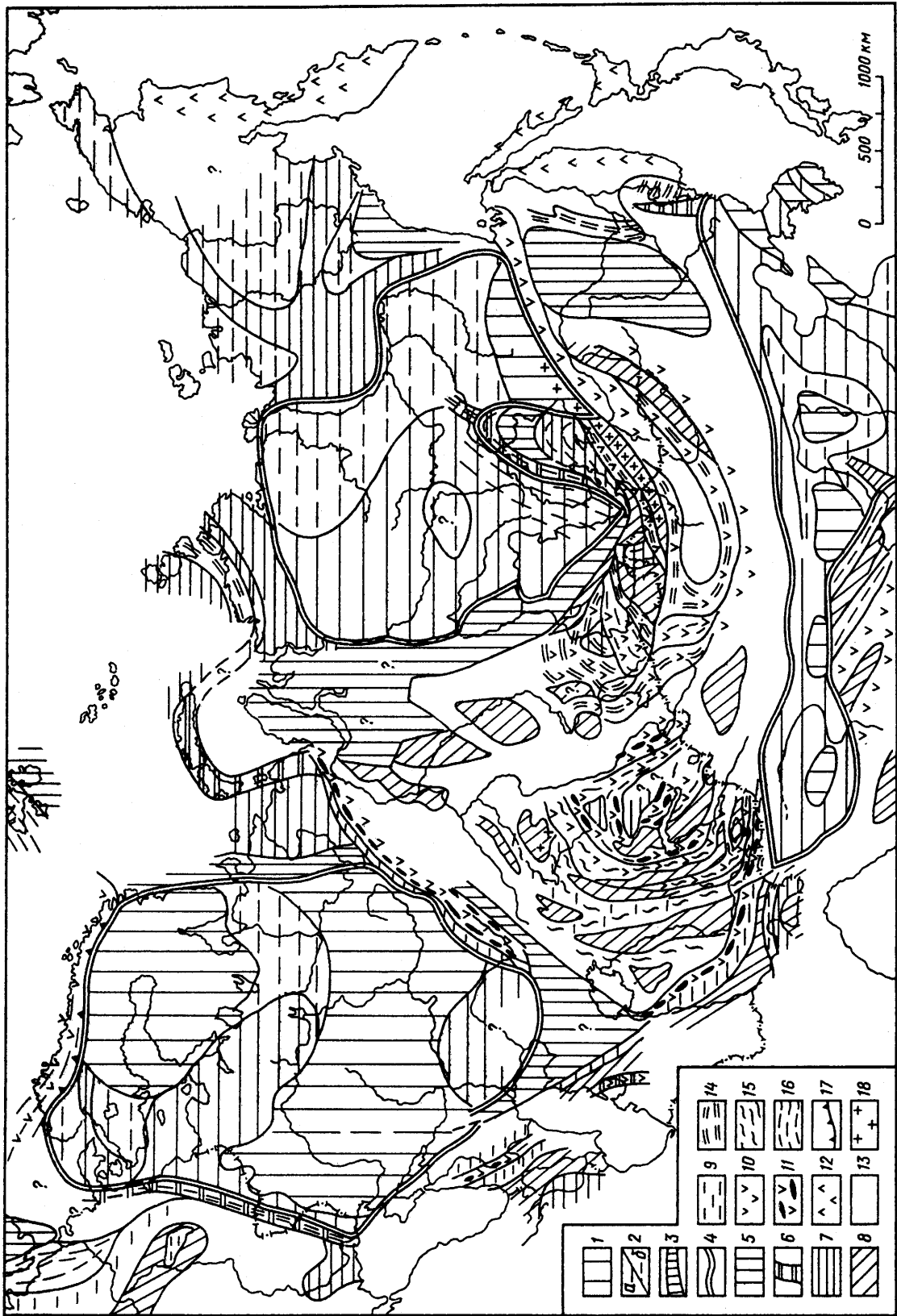
1-5-古期卓状地；1-基盤の隆起-突出部；2-リーフェイ紀後期-ヴェンド紀初めに深く沈降したオーラコゲン，地表にあるもの(a)，ヴェンド世後期の被覆層下に埋没したもの(6)；3-主にリーフェイ紀後期に弱い沈降と中程度の沈降をした地方，卓状地プレート被覆層に覆われている；4-火山活動の現れ；5-古期卓状地の境界；6-8-メタ卓状地地域；6-細分しないメタ卓状地ママツシーフとメタ卓状地地域；7-堆積性の埋積物をもつオーラコ地地帯(a)と，同じく堆積-火山起源の埋積物をもつもの(6)，バイカル期(リーフェイ紀末，またはヴェンド世)とサライル期(カンブリア紀)に収縮と褶曲があった；8-オーラコ地向斜凹地，バイカル褶曲は起こらなかった；9-18-変動(地向斜)帯；9-細分しない変動帯地域；10-先バイカル(リーフェイ系上部前)褶曲基盤をもつ変動帯中の隆起；11-リーフェイ紀末-ヴェンド紀にバイカル褶曲をした地方；12-陸成の陸源-火山起源の埋積物をもつ地向斜の最初の発達段階のリフト様凹地；13-劣地向斜凹地とメモン地向斜凹地；14-優地向斜凹地；15-同，大洋型地殻を新たに形成するまでの激しい開口があったところ(オフイオライト・トレンチ)；16-中央ママツシーフとメタ卓状地ママツシーフの被覆層；17-中央ママツシーフとメタ卓状地ママツシーフ上の地溝；18-陸上の火山帯

地向斜系の中には，大洋型地殻をもつ開口地帯が，リーフェイ紀末-ヴェンド紀にすでに誕生し(東アルタイ-サヤン地域，蒙古)，他の地向斜系では，カンブリア紀より早くないか，オルドビス紀の初め(ウラル-蒙古変動帯の中央カザフスタン，ウラル，南天山，地中海変動帯のカフカス，北パミール)にあったが，第三の地向斜系(北天山)では，一般に顕著な発達をとげなかった。

少なくともオルドビス紀から始まる，大洋型地殻をもつ地帯は，西太平洋変動帯のいくつかの地域(たとえば，コリヤーク高地)でも認められている。しかし，後者は，大洋地殻をもつ太平洋海盆と東で接していることがあって，変動帯にこうした地帯が出現する問題は，未解決のままである。これらの地帯は，塩基性-超塩基性岩の太平洋の海底の周縁部分が分離してできたものであろう。原生代後期末-古生代初め，変動帯中に破壊作用が起きた結果，激しく広がり，薄くなった大陸地殻の上に，また，新しくできた大洋型の地殻の上に，地向斜凹地系が形成された。変動帯の地向斜帯全体の幅は，水平方向に拡大した結果，非常に広くなり，このため，全体として北ユーラシアの総面積が増加した。それと共に，注目すべきは，破壊作用が古期卓状地にも及んだ，以前のリーフェイ紀前期-中期の発達段階とは違い，今度は，古卓状地はほとんど破壊作用を受けず，(ヴェンド紀の初めから)わずかに差がある沈降作用にだけに参加し(または，より慎重な言い方をすれば，広い海進を受け)始め，中生代の初めまで続く卓状地被覆層の主な形成期に入ったこと，である。

リーフェイ紀後期-ヴェンド世から，変動帯の地向斜系のいくつかの地帯は，周期的に収縮による変形を受け始めている。しかし，前に述べたように，バイカル期の収縮による変形は，主に，古期卓状地の周縁に接するリーフェイ紀のオーラコ地向斜凹地内に現れ，地向斜帯のある内側地帯(北天山)には，比較的弱く現れただけであった。しかし，その後，古生代全体を通じて，収縮の衝撃が変動帯の各地に繰り返し起こり，周期的に拡大相と交代しながら，しだいに激しくなり，古生代末には，ついに，蒙古，

59 ☒



59図 ソビエト連邦とユーラシアの隣接地域のカンブリア紀、オルドビス紀、シルル紀の古地質構造図

1 - 4 - 古期卓状地； 1 - 隆起地域； 2 - 一貫した沈降地域 (a) と一時的な沈降地域 (6)； 3 - オーラココゲン； 4 - 古期卓状地の境； 5 - 7 - メタ卓状地地域； 5 - 細分しない隆起部とメタ卓状地地域； 6 - オーラココ地向斜凹地； 7 - メタ卓状地地域と中央マッシューフの一般にあまり差のない沈降をした部分； 8 - 18 - 変動帯； 8 - 隆起 (中央マッシューフと地向斜)； 9 - 劣地向斜凹地とメソ地向斜凹地； 10 - 優地向斜凹地と凹地系； 11 - 同、大洋型地殻をもつ地帯の形成を伴う激しい開口のあったところ (オフイオライイト・トレンチ)； 12 - 海成地向斜凹地と凹地系、主に大洋地殻の上に発達； 13 - 細分しない変動帯地域； 14 - サライール褶曲帯 (カンブリア紀末期 - 後期)； 15 - カレドニア前期 (オルドビス紀末) 褶曲帯； 16 - カレドニア後期褶曲帯 (シルル紀)； 17 - デッケの前縁帯； 18 - サライール、カレドニア花こう岩質岩

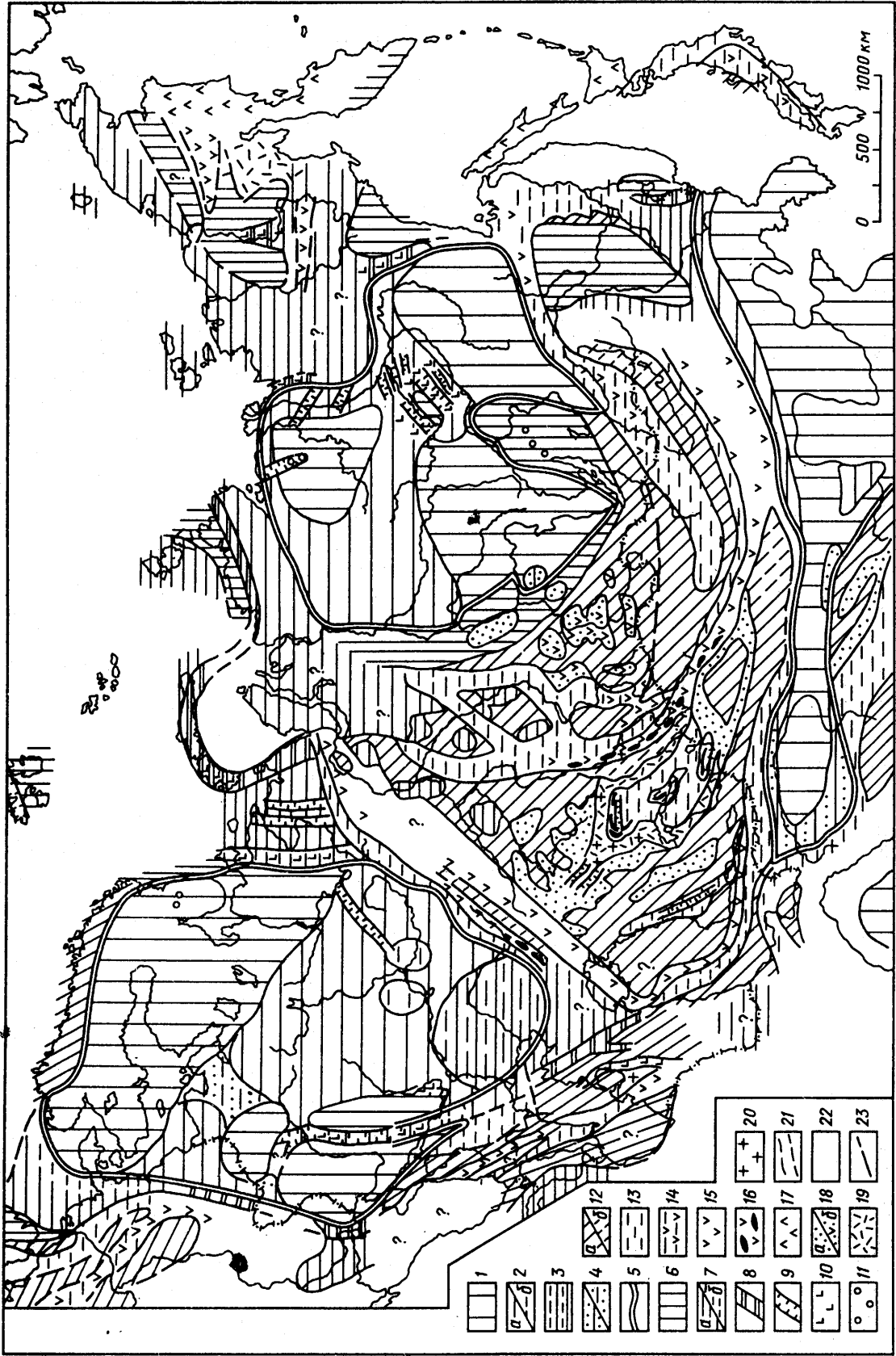
北大西洋変動帯の縦の地帯と地区のほとんど全部、それと地中海変動帯の大部分に及んだ。

西太平洋変動帯——そのいくつかの地帯を除いて——中の古生代の収縮による変形は、あまり重要な意味をもたなかったろう。一般に、収縮の衝撃は、なにより先に、これまで最も拡大と沈降を行った地帯に、そして第一番に大洋型地殻をもつ開口地帯に現れ、その収縮と“閉鎖”は、オリストストローム、蛇紋岩化したメランジユの形成となって現れ、少し遅れて、地向斜系の他の地帯に広がった。

主な褶曲による変形期——これは、ふつう、花こう岩質岩の深成作用を伴い、地向斜系全体に地向斜作用の停止 (最終的な、または、その後の復活までの一時的な) をもたらした——の中では、カンブリア紀中期のサライール期 (アルタイ - サヤン地域の東部、北蒙古)、オルドビス紀末とシルル紀のカレドニア期 (同上、それにカザフ高地と北天山)、デボン紀前期と中期半ばの間のテリベス期 (カザフスタンとアルタイのいくつかの地方) (60図)、石炭紀前期半ばのステツイ - サウル期 (同上、それに大カフカス、地中海変動帯のその他のいくつかの地方) と、石炭紀末、二疊紀、三疊紀前期のいくつかの晩期ヘルシニア時階 (ウラル、カザフスタン、天山、イルツイシュ - ザイサン系、ウラル - 蒙古変動帯の南蒙古、カフカス、北パミール、地中海変動帯のその他の地方) を特に挙げねばならない (61図)。二つの変動帯のある地域 (ウラルの北、ノヴァヤ・ゼムリャー、カフカスなど) では、三疊紀末、古キンメル収縮変形期も、重要な役を果たした (62図)。変動帯の多くの地域で、この収縮が強まった時期の間に、水平に拡大する現象も見られる。

原生代後期末と古生代の北ヨーロッパの地向斜帯と古期卓状地の発達中に見られる、上述の周期的な収縮現象をバックに、二つの大きな輪廻がはっきりと現れる。その一つは、原生代末、古生代前期、シルル紀をカバーし、地向斜帯の多くの地帯 (どこでも、ということでは決してなく) では、カレドニア褶曲で終わり、もう一つは、デボン紀の新たな破壊と大規模な火山活動の勃発期で始まり、ヘルシニア褶曲で終わる。

60 ☒



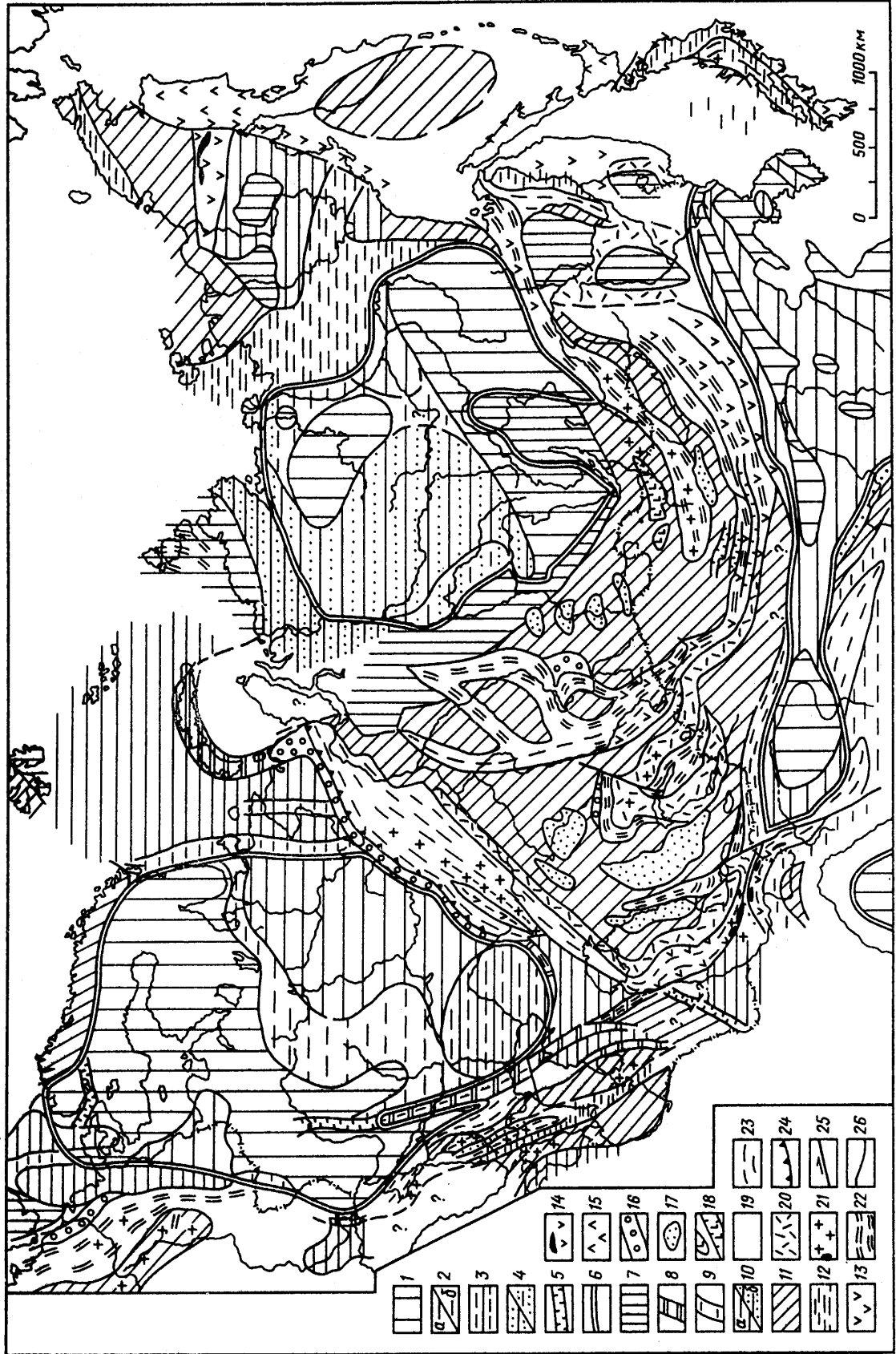
60図 デボン紀のソビエト連邦とユーラシアの隣接地域の古地質構造図

1-5-古期卓状地；1-隆起地域；2-一貫した(a)または一時的な(6)弱い沈降を行い、海成層に覆われた地域；3-最も深く沈降した地域；4-卓状地の盆地中の本質的な陸成層；5-古期卓状地の境界；6-メタ卓状地地域；6-細分しない隆起地域とメタ卓状地地域；7-一貫した(a)または一時的な(6)沈降を行ったメタ卓状地地域と中央マッシューフの部分；8-デボン紀に復活したオーラコ地向斜凹地；9-11-古期卓状地とメタ卓状地地域；9-新しくできたか復活した、地溝(オーラコゲン)；10-玄武岩、粗面玄武岩質火山活動の現れ；11-中央型のアルカリ-超塩基性貫入岩；12-22-変動帯；12-絶対的(a)、相対的(6)隆起(中央マッシューフとデボン紀前固地帯)；13-劣地向斜凹地と凹地系；14-メノ地向斜凹地と凹地系；15-優地向斜凹地と凹地系；16-回、大洋型地殻の形成を伴う大きな開口をした所(オフィオライト・トレンチ)；17-海成の地向斜凹地と凹地系、主に大洋地殻上に発達したもの；18-完全な陸源(a)、陸源-火山源(6)の陸成埋積物をもつ、褶曲基盤上のデボン紀の盆地；19-陸上の火山帯；20-花こう岩質岩；21-デボン紀中期(テリベス)褶曲帯；22-細分しない変動帯；23-いくつかのの大断裂

デボン紀の上部マントル内の加熱作用が強まる中で破壊作用の出現が、北ユーラシアのきわめて多種多様な構造帯で見られる。それは、1)カレドニア期に本質的な収縮による変形を受けなかった地向斜凹地と凹地系中：この中では、しばしば、拡大作用が強まり、火山活動が活発になるが、ところどころに、大洋型地殻をもつ地帯が生まれる(か、復活する)(南ムゴジャルイ、チャルスク(?),西カルパチアのゲメルスク、南アニューイ—太平洋変動帯の分枝)；2)サライル、またはカレドニア期に地向斜の発達を完了した褶曲系中：この中に、全体的な拡大をする中で、表生地溝と表生盆地がつくられ、上部マントルと地殻中のマグマ溜りからの塩基性、酸性の噴出物の大規模な陸上噴火が進行する；その後、この盆地の一部は、ヘルシニア輪廻の終わりまで、沈降を続ける(アルタイ-サヤン地域のサライル褶曲帯とカレドニア褶曲帯、カザフスタン、北天山、イギリス諸島、その他の北大西洋変動帯地方のカレドニア褶曲帯)；前(サライルまたはカレドニア期)に固化した同じような地帯、これは、デボン紀に活発な構造運動-火成活動を受け、その後、古生代末まで、より安定した("準卓状地")体制に発展し、ヘルシニア輪廻末に、短軸褶曲-地塊構造の形成を伴う、中程度の強さの変形を繰り返し受ける；3)変動帯と違い、地殻の破壊作用とこれに伴う火成作用はやや遅れ、デボン紀前半でなく、その後半に起こる、古期卓状地といくつかのメタ卓状地中、である。

こうした経過は、東ヨーロッパ卓状地とシベリア卓状地、ペチョラ-バレンツ海などのメタ卓状地地域、古生代中期の発達特性がこれらに近いベルホヤンスク-チュクチ地域、に現れる。これらの中に、リーフェイ紀のオーラコゲンとオーラコ地向斜帯が復活し、これに伴い、玄武岩、アルカリ-超塩基性岩その他のタイプの火成活動が起こる。ヘルシニア輪廻末(二畳紀)、または、これと継承関係がある古キンメル輪廻(三畳紀末)中に、古生代中期に復活したいくつかの凹地が、逆転と褶曲による変形を受ける。このように、古生代で最大の脈動運動の輪廻は、規模はさまざまであるが、変動帯、メタ卓状地

6 1 ☒



61図 ソビエト連邦とユーラシアの隣接地域の石炭紀と二畳紀の古地質構造図

1～6 - 古期卓状地；1 - 隆起地域；2 - 貫した (a), または一時的な (6) 沈降地域；3 - 最大沈降地域；  
 4 - 卓状地の盆地中の本質的な陸成層；5 - 地溝；6 - 古期卓状地の境；7～9 - メータ卓状地地域；7 - 隆起地  
 域；8 - オーラコ地向斜凹地；9 - 逆転したオーラコ地向斜地帯とオーラコゲン中の相対的な隆起；10 - 沈降し  
 たメータ卓状地地域と中央マツシーフ地域 (a), 同じく, 本質的な陸成層の堆積した地域 (6)；11～19 - 変動帯；  
 11 - 隆起地域；12 - 劣地向斜凹地と凹地系；13 - 優地向斜凹地と凹地系；14 - 同, 大洋型地殻をもつ地帯の形成  
 を伴う激しい開口があった所 (オフイオライト・トレンチ)；15 - 海成地向斜凹地と凹地系；16 - 周縁凹地とペ  
 リクリナル凹地；17 - 内陸盆地, 陸成層で埋まったもの；18 - 内陸盆地と地溝, 陸源 - 火山源の陸成層で埋まっ  
 たもの；19 - 曳裂のない変動帯地域；20 - 陸上の火山帯；21 - 古生代後期の花こう岩質岩；22 - 石炭紀前期 - 後  
 期の褶曲帯；23 - 二畳紀前期 - 後期の褶曲帯；24 - 最大の衝上断層とデッケ；25 - 最大の裂か；26 - 曳裂のない  
 いくつかの最大の断層

地域, 古期卓状地中に, 同じタイプで出現したのである。

古生代末 - 中生代の初め, ウラル - 蒙古, 北大西洋変動帯の大部分で, 地向斜作用はほぼ完全に, そして最終的に終わり, エピ地向斜褶曲帯に転じたが, 地中海変動帯では, これは一時的なものだった。地中海変動帯は, おそらく, ウラル - 蒙古変動帯のように, ヘルシニア輪廻の後の段階では, 著しく狭まったであろう。その結果, 三つの全褶曲変動帯——それを取り巻くローシヤ, ゴンドワナ・グループの古期卓状地とメータ卓状地地域を含む——を一時的に結びつけて, 一つの巨大な, 起源が異なり, 比較的固結した, 大陸地殻をもつ地塊——パンゲア——をつくり, これが地球の表面の約半分を占めた。

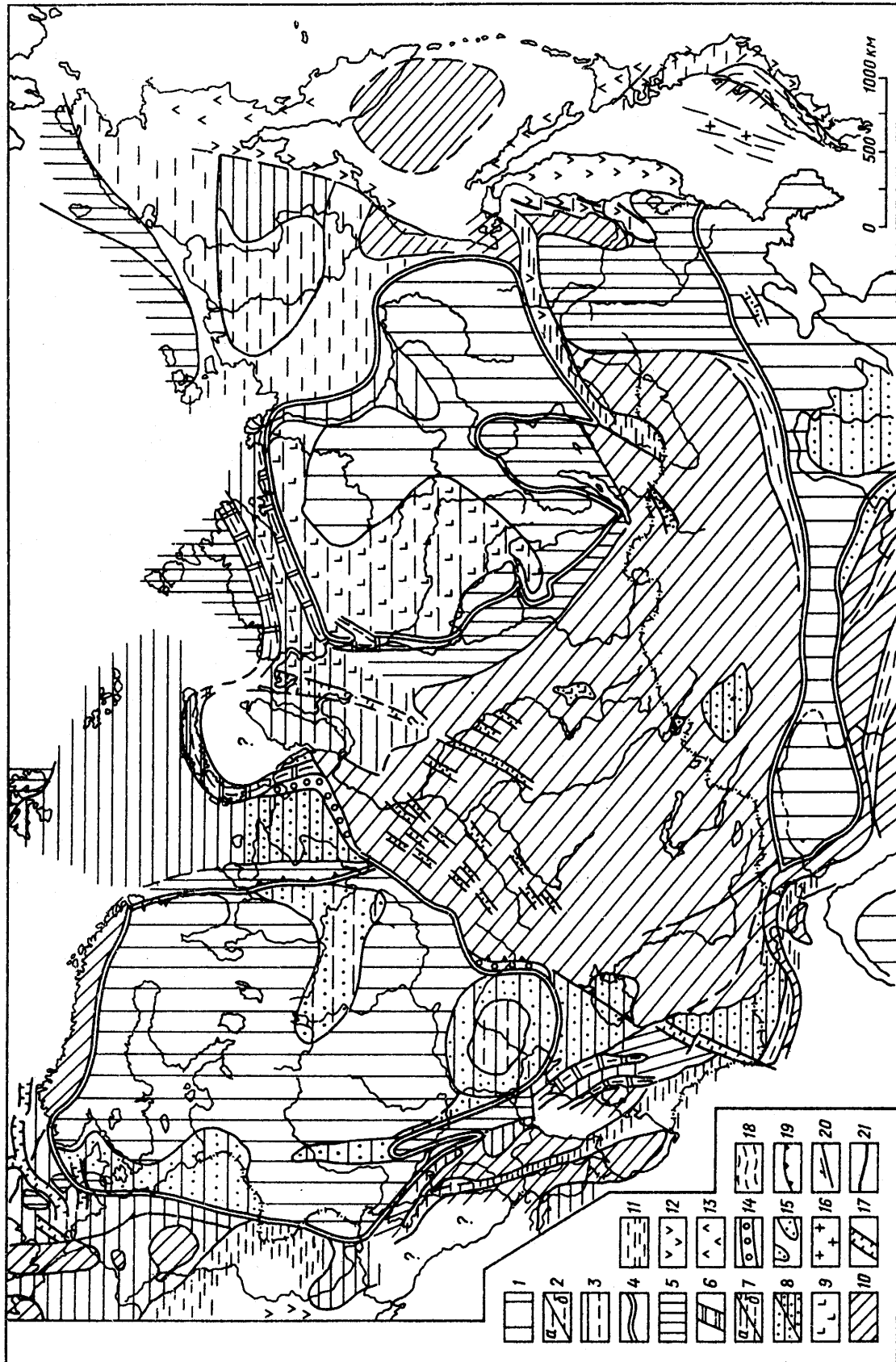
#### V 相伴って起こる, 大陸地塊, 大洋の誕生と復活, いくつかの変動帯の継承地向斜と復活地向斜地域の発達段階——中生代 - 新生代

ユーラシアと全地球の最後の比較的短い (2.5億年) 発達段階は, 中生代に始まり, その終わるのは, まだずっと先のことである。この段階での最も著しい特徴と主な傾向——大なり小なりソビエト連邦と隣接地域, それと, これらを囲む縁海と大洋中に出現する——は, 次のようである:

1. 地球全体の構造中の大洋の役割, 地球の地質構造の発達での大洋の誕生の役割, の著しい増加, この傾向は, 第一に, 太平洋の海底の“復活”, 第二に, 新しい“第二の”大洋海盆の形成となって現れる。太平洋海盆には, 多くの研究者に指摘されたその古さにもかかわらず, 拡大作用と, 玄武岩の巨大な面積の線状流出が複雑に組み合わさった結果, 現在, どこでも, それぞれ, ジュラ紀, 白亜紀, または新生代の玄武岩と, 上に載る大洋性堆積物から成る, 大洋地殻, 第一層, 第二層がある。大西洋, インド洋, 北極海盆は, 主に, 中生代と新生代前期に形成され, それが新生代に続いているのであろう。その形成の初期の段階 (主として中生代前半) に基本的な役を果たしたのは, 広い地域に分散したリフトの形成, 沈降, 大陸地殻の拡大と薄くなったこと——主にこれらの大洋の現在の海底の周縁地帯



6 2 ☒



62図 ソビエト連邦とユーラシアの隣接地域の三畳紀の古地質構造図

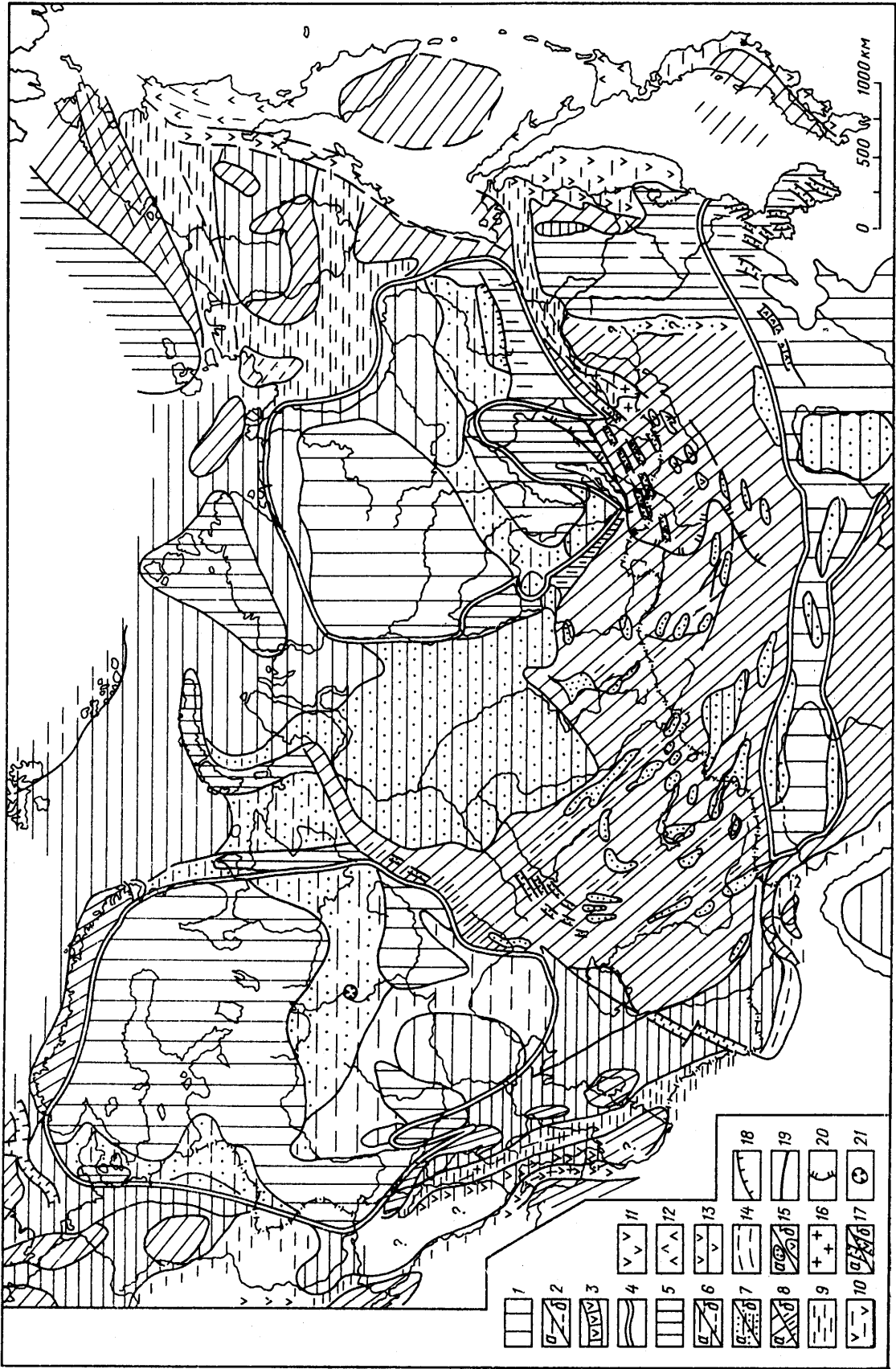
1～4 - 古期卓状地；1 - 隆起地域；2 - 一貫した(a), または一時的な(6) 沈降地域；3 - 最も深く, 一貫した沈降地域；4 - 古期卓状地の境；5～9 - メタ卓状地地域；5 - 隆起；6 - オオラコ地向斜帯；7 - メタ卓状地地域内の全体として一貫した(a), または一時的な沈降地方；8 - 卓状地, メタ卓状地, 褶曲地域の被覆層中の完全な陸成層；9 - 古期卓状地とメタ卓状地内の玄武岩(トラップ) 質陸上火山活動の出現；10～16 - 変動帯；10 - エビ地向斜褶曲地域と中央マシーフ地域内の隆起地域；11 - 劣地向斜凹地と凹地系；12 - 優地向斜凹地と凹地系；13 - 海成地向斜凹地と凹地系；14 - 周縁凹地；15 - 陸源と陸源 - 火山源の陸成埋積物をもつ内陸盆地；16 - 花こう岩質岩；17 - 卓状地, メタ卓状地, 褶曲地域の地溝；18 - 三畳紀後期(古キンメル, インドシナ) 褶曲帯；19 - いくつかの最大の押しかぶせ断層；20 - いくつかの最大の裂か；21 - いくつかの最大の断層

に起きた——であり, さらに後(主に白亜紀, 新生代)では, その内側地帯の拡大作用(大洋の中央のリフト海嶺)である。面積が中生代と新生代の間に絶えず増加した, 第二の大洋の海底と違い, 太平洋の海底の面積は, おそらく, 全く増えなかった(か, いくぶん減りさえもした?) ろう。それは, 拡大による面積の増加, 少なくともその一部は, “活発な”大洋周縁——ある研究者の説によると, ここに逆押しかぶせ断層(サブダクション)が起きており, 他の研究者によると, 太平洋変動帯の大陸縁と島弧の押しかぶせ断層(オプダクション)が起きている——の大洋地殻部分の吸収によって補償されたためである。

2. 中生代の初め, ウラル-蒙古, 北大西洋変動帯での地向斜作用の中断, その後の, 中生代と新生代の太平洋変動帯(関連があるベルホヤンスク-チュクチ地方を含む)と, 地中海変動帯のさまざまな地域での最終的な終焉の結果である, 地球の変動帯の地向斜作用が出現する地域の縮小。この一般的な傾向は, 特に中生代前半——このとき, ヘルシニア褶曲, 造山運動の後, 地中海変動帯の広大な部分と, ウラル-蒙古変動帯の最も東の地区で, 地向斜体制が実際に再び復活した——に, 地向斜体制が復活したことで, きわめてと複雑なものになった。この復活は, 特に地中海変動帯では, 大洋型地殻をもつ多数の幾分広い“開口”地帯をつくるに至る, 既存の大陸地殻の破壊と拡大, それと, 疑いもない変動帯の全体的な広がり——その規模は, しかし, さまざまに計算されている——を伴っていた。

周期的に褶曲の衝撃と交代した, 著しい水平方向の伸張は, 西太平洋変動帯のいくつかの構造帯, これと密接な関係がある, ヴェルホヤンスク-チュクチ地域——これは, 古生代末-中生代初めの長い発達の中でメタ卓状地から, しだいに地向斜に変わった(劣地向斜地帯が優勢)——にもあった。晩期キンメル収縮期は, ヴェルホヤンスク-チュクチ地域とウラル-蒙古変動帯の最も東の部分で地向斜作用を完成させ, 地中海変動帯のいくつかの地方(クリミア, 大カフカス, パミール南メガゾーン)に出現した(63図)。白亜紀中期と白亜紀末の最後の褶曲の

6.3



63図 ソビエト連邦とユーラシアの隣接地域のジュラ紀前期、中期の古地質構造図

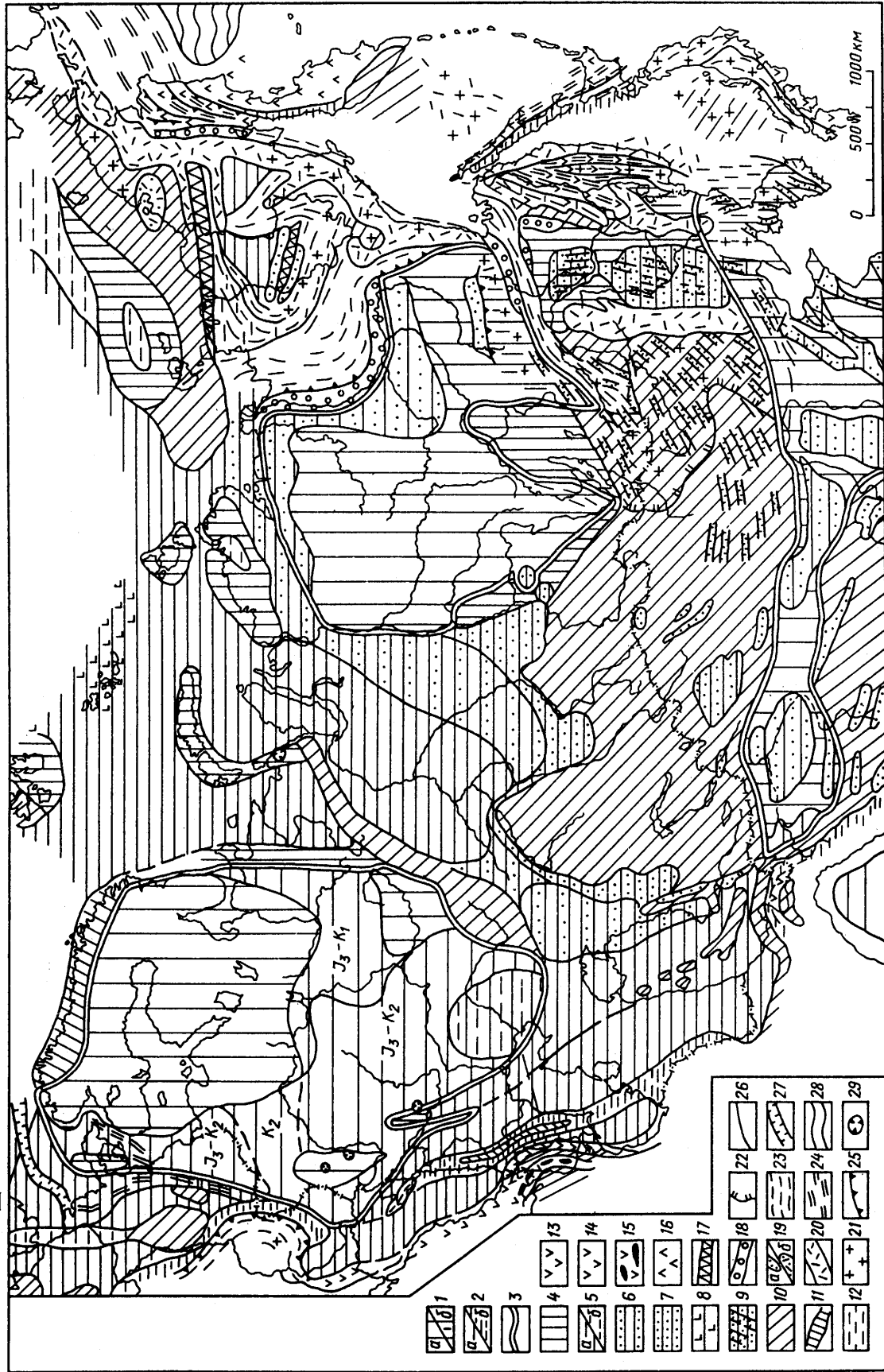
1～4 - 古期卓状地；1 - 弱い隆起地域 (a) とより激しい隆起地域 (6)；2 - 一貫した (a) または一時的な (6) 沈降地域；3 - 堆積 - 火山起源の埋積物をもつ、オーラコゲン中の復活した地溝盆地；4 - 古期卓状地の境；5～6 - メタ卓状地地域；5 - 隆起地域；6 - 全体的として一貫した (a) または一時的な (6) 弱い沈降地域と、メタ卓状地中の被覆層の形成地域、中央マシーフと褶曲地域；7 - 卓状地とメタ卓状地中の本質的な陸源陸成層；8～16 - 変動帯；8 - エビ地向斜褶曲地域と中央マシーフ中の弱い上昇地域 (a) と激しい上昇地域 (6)；9 - 劣地向斜凹地と凹地系；10 - メン地向斜凹地と凹地系；11 - 優地向斜凹地と凹地系；12 - 海成地向斜凹地と凹地系；13 - 中央マシーフ上の本質的な火山起源コンプレックス；14 - 中生代後期前 (晚期キメル) 褶曲帯；15 - 陸成 (a) と火山起源 (6) の埋積物をもつ後造山期の内陸盆地；16 - ジュラ紀中期 - 後期の花こう岩質岩；17 - 卓状地、メタ卓状地、エビ地向斜褶曲地域の地溝、堆積物 (a) と堆積 - 火山起源の埋積物がある (6)；18 - 大断層；19 - 細分しない大断層；20 - ウラル - 蒙古変動帯のジュラ紀前期 - 中期に火成活動が活発だった地域の西の境界；21 - ジュラ紀前期の隕石痕

衝撃は、複雑な褶曲構造とデッケ構造をつくる、西太平洋変動帯の一連の系 (シホテ - アリニ, コリャークなど) の地向斜の発達を完成させ、地中海変動帯 (内カルパチアなど) に出現した (64図)。しかし、地中海変動帯の西部 (カルパチアなど) で、地向斜凹地を完全に消滅させた、地中海変動帯の大部分のところでの、最も激しい収縮による変形が、古第三紀末 (65図) と中新世に起きたが、変動帯の東部 (カフカス, コペトタク, パミール) では、鮮新世と第四紀にも続けられた (66図)。

地中海変動帯が全体的に収縮し、狭くなる原因は、おそらく、北ユーラシア、 Gondwana (インド半島, アラビア, 鮮新世の初めまでは、アフリカ地塊も) 大陸地塊の相対的な接近だったろう。新生代後期の収縮は、全体としてきわめて弱いもので、新生代末に、西太平洋変動帯ではほとんど停止し、ここに、古第三紀の終わりから、幾分激しい水平方向の拡大と、これに伴う千島 - カムチャツカ弧での大規模な火山活動のもとで、深い日本海, 南オホーツク, コマンドルなどの海盆が形成された。西太平洋変動帯は、北ユーラシアでただ一つの変動帯であり、ここでは、今のところ、地向斜作用の終わるまでにはずっと間があり、白亜紀後期と新生代の間に、上に重なった、大規模な大洋と大陸のリフト形成があつて、非常に複雑になった。

3. 地向斜作用の出現する領域が、中生代と新生代の間にしだいに狭まったのに対し、この時期、地球的規模でのリフト形成の役割とその出現する範囲は、反対に絶えず増大していた。これは、大洋の周辺や大洋中のリフト形成 (拡大) ——これが、大洋海盆の構造と発達に占める重要な意味については、すでに述べた——だけでなく、大陸のリフト形成にも関係する。リフトが卓状地に出現し、空間的にも、起源上も、隣接する変動帯と密接な関係があつた新生代後期や古生代と違い、中生代 - 新生代には、大陸のリフトの形成は、変動帯のエビ地向斜褶曲地域やメタ卓状地地域にも出現し、より大規模な大洋中のリフト形成とは、多かれ少なかれ関連があつた。中生代に、大陸のリフト形成は、主に Gondwana 卓状地内に現れ、Gondwana 超大陸の分裂、インド洋、

6 4 ☒



64図 ソビエト連邦とユーラシアの隣接地域のジュラ紀後期と白亜紀の古構造図

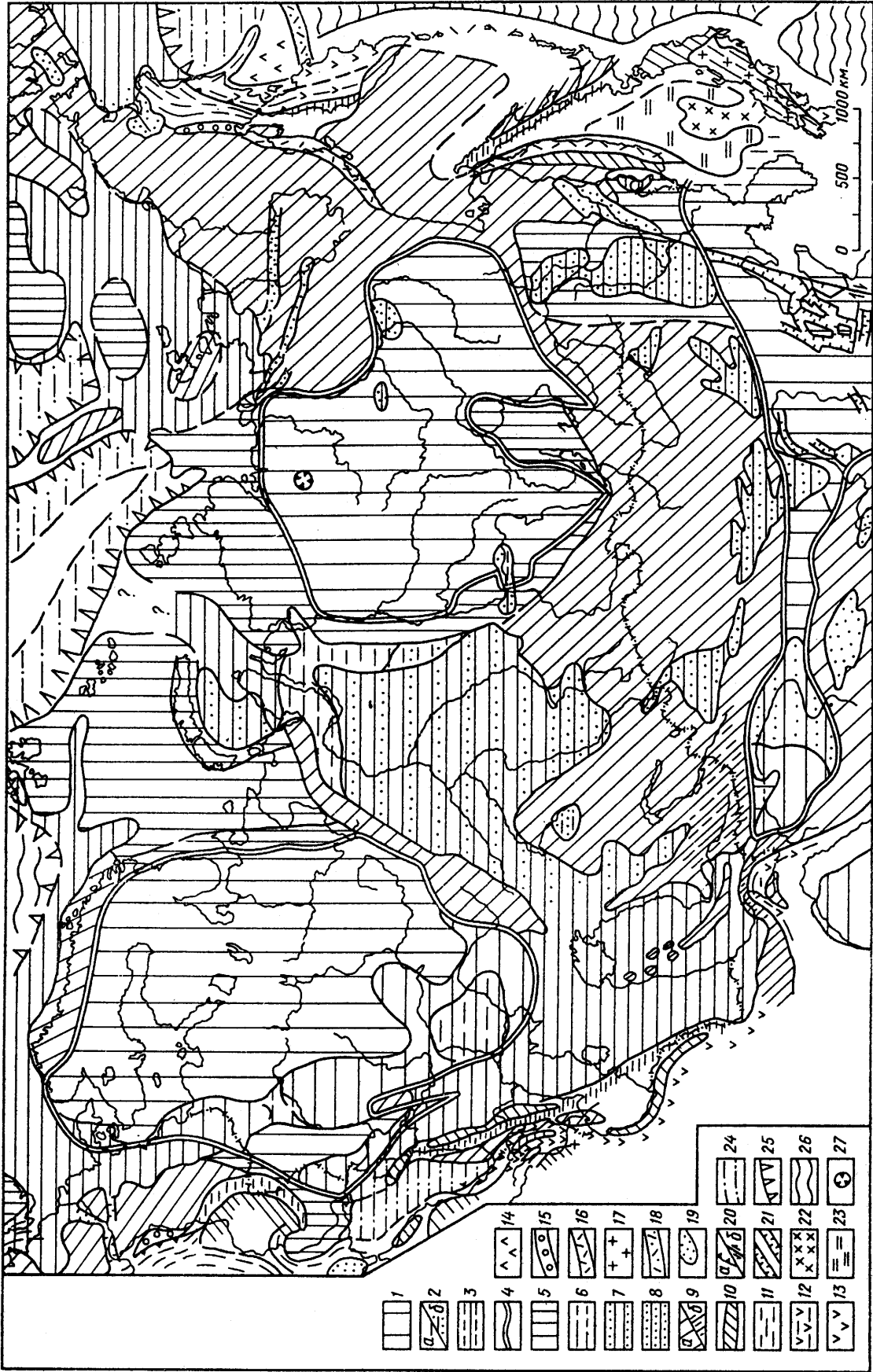
古期卓状地：1 - 弱い隆起地域 (a) とより激しい隆起地域 (6)；2 - 弱い沈降地域 (a) とより激しい沈降地域 (6) (点) (陸成層の堆積があるもの)；3 - 古期卓状地の境；4 - 8 - メタ卓状地地域；4 - 隆起地方；5 - 海成層の被覆層が堆積するメタ卓状地地域とエピ地向斜褶曲地域中の全体的に一貫した (a) または一時的な沈降地方 (6)；6 - 同、海成堆積物と陸成堆積物の互層があるもの；7 - 同、陸成層の堆積があるもの；8 - 同、白亜紀前期のトラップがあるもの；9 - 白亜紀後期の陸成被覆層下のジュラ紀後期 - 白亜紀前期の地溝系；10 - 19 - 変動帯；10 - メソ地向斜凹地と凹地系；11 - 地背斜；12 - 劣地向斜凹地と凹地系；13 - メソ地向斜凹地と凹地系；14 - 優地向斜凹地と凹地系；15 - 同、激しい開口があり、大洋型地殻をもつ地帯 (オフィオライト・トレンチ) を形成するもの；16 - 海成地向斜凹地と凹地系；17 - ジュラ紀後期のリフト - 地向斜、白亜紀後期に強い収縮作用を受けて閉じる；18 - 周縁凹地；19 - 堆積物 (a)、堆積 - 火山起源 (6) の埋積物をもつ内陸盆地；20 - 陸上の火山帯；21 - 変動帯と卓状地のアチビゼーション帯の花こう岩質岩；22 - ウラル - 蒙古変動帯の中生代後期の火成アチビゼーション地域の西の境；23 - 変動帯、卓状地、メタ卓状地で、ジュラ紀後期と白亜紀前期の褶曲が出現する地帯；24 - 同、白亜紀後期と前古第三紀 (ララミー) 褶曲があるもの；25 - 大きな押しつぶせ断層とデッケ；26 - 細分しない大きな断層；27 - 卓状地、メタ卓状地と変動帯中の地溝；28 - 白亜紀前期 (?) の大洋型地殻をもつベベリグ海のアーリュウシヤン海盆底；29 - 隕石痕

大西洋海盆の形成と関連があったし、新生代には、北アメリカと北ユーラシアにも及んだ。その中の北極中央リフト海嶺の南東延長上に、ラプテフ - モマ・リフト系——ヴェルホヤンスク - チュクチ中生代褶曲地域に重なり、やはり、現在まだ、世界のリフト系から孤立している、バイカル・メタ卓状地地域のバイカル・リフト帯が生まれた。

4. 中生代 - 新生代の地球の発達段階の最も重要な出来事として、地向斜中の火山活動と火成活動が、全体としてその規模と面積を急激に増大したことを挙げなくてはならない。古生代に火成活動は、ほぼ全部が、変動帯の地向斜地域——深層の熱と上部マントルの熔融体を地表に運ぶ主な“換気孔”の役をしていた——にあったが、中生代には、おそらく、変動帯網は非常にまばらになり、その総面積が大きく減少したため、この役は主に、復活した新しい大洋底——この海底にジュラ紀 - 新生代以後、全容積が3億 km<sup>3</sup>以上の玄武岩塊が流出した——と、これより小規模であるが、それでもかなりのものが、大陸の多くの安定地域、第一に古期卓状地——その多くで、中生代と新生代の前半に、巨大なトラップの噴火が起きた——に移った。きわめて強力なトラップ質の火成活動は、最も早く——三疊紀前期に——シベリア卓状地の西部に起こり、多くの隣接地方(タイムイル、西シベリア、沿ウラル極地方、クズバスなど)にも及んだ(62図参照)。その後、トラップ質の火山活動は、ソビエト連邦のフランツ・ヨシフ・ゼムリャー諸島(白亜紀前期)と極北メタ卓状地地域(新生代)に起きた。ソビエト連邦と近くのオホーツク - チュクチ、東シホテ - アリニ、ヒンガンその他の地帯の周縁火山帯は、規模は古生代のものと比較にならないが、中生代 - 新生代の大きな、陸上の大陸性火山帯のもう一つの型である。

5. 古期卓状地と変動帯、これは古生代にその地向斜の発達を終え、エピ地向斜褶曲地域に変わり、一つの大きな大陸地塊の一部になったが、それでもその特異な構造上の特性を保ち続けた。古期卓状地の面積の大部分は、中生代と新生代のほぼ全期を通じて、わずかに隆起したが、活発に発達した盆地は、特別な地域にあっただけで、卓状地プレート被覆層

6 5



65図 ソビエト連邦とユーラシアの隣接地域の古第三紀の古地質構造図

1 - 4 - 古期卓状地； 1 - 弱い隆起地域； 2 - 弱い沈降と海成層 (a) と陸成層 (6) の堆積地域； 3 - 激しい沈降地域； 4 - 古期卓状地の境； 5 - 8 - メタ卓状地地域； 5 - 隆起地域； 6 - 完全な海成層の堆積がある，メタ卓状地，エピソード褶曲地域の一貫した沈降を停止した地方 (a) と始新世に沈降を停止した地方 (6)； 7 - 同，海成層と陸成層の互層がある； 8 - 同，陸成層の堆積があるもの； 9 - 18 - 変動帯； 9 - エピソード褶曲地域と中央ママシーフ中の晩新世末にわずかに隆起した地方 (a) と激しい隆起をした地方 (6)； 10 - 地背斜； 11 - 劣地向斜凹地と凹地系； 12 - メソ地向斜凹地と凹地系； 13 - 優地向斜凹地と凹地系； 14 - 海成地向斜凹地と凹地系； 15 - 周縁凹地； 16 - 陸上の火山帯； 17 - 花こう岩質岩； 18 - 島弧； 19 - 陸性堆積物をもつ内陸盆地； 20 - いくつかの最大の衝上断層とデッケ (a)，裂か (6)； 21 - 古期卓状地，メタ卓状地，褶曲地域中の大陸性リフト系； 22 - 縁海盆中の相対的な残留隆起； 23 - 薄くなり，分裂し，一部破砕した重大洋型地殻をもつ縁海盆； 24 - 重大洋型地殻をもつ内海，縁海，大洋海盆； 25 - 大陸斜面； 26 - 大洋海盆底； 27 - ポピガイ隕石痕

の全容積をつくる上での中生層の役割は，総じて小さかった。変動帯のエピソード褶曲地域と，一部，メタ卓状地地域は，全体として鉛直運動の速さと振幅の大きいことで，古期卓状地と違って，褶曲基盤の地質構造とは，分化とプランの継承の程度に違いがある。中生代にメタ卓状地地域，そして主に，古生代の褶曲地域——ここには古期中央ママシーフが広く発達した——の所に形成された，新しい卓状地プレートの沈降速度は，古期卓状地上の平均沈降速度を何倍も上回った。

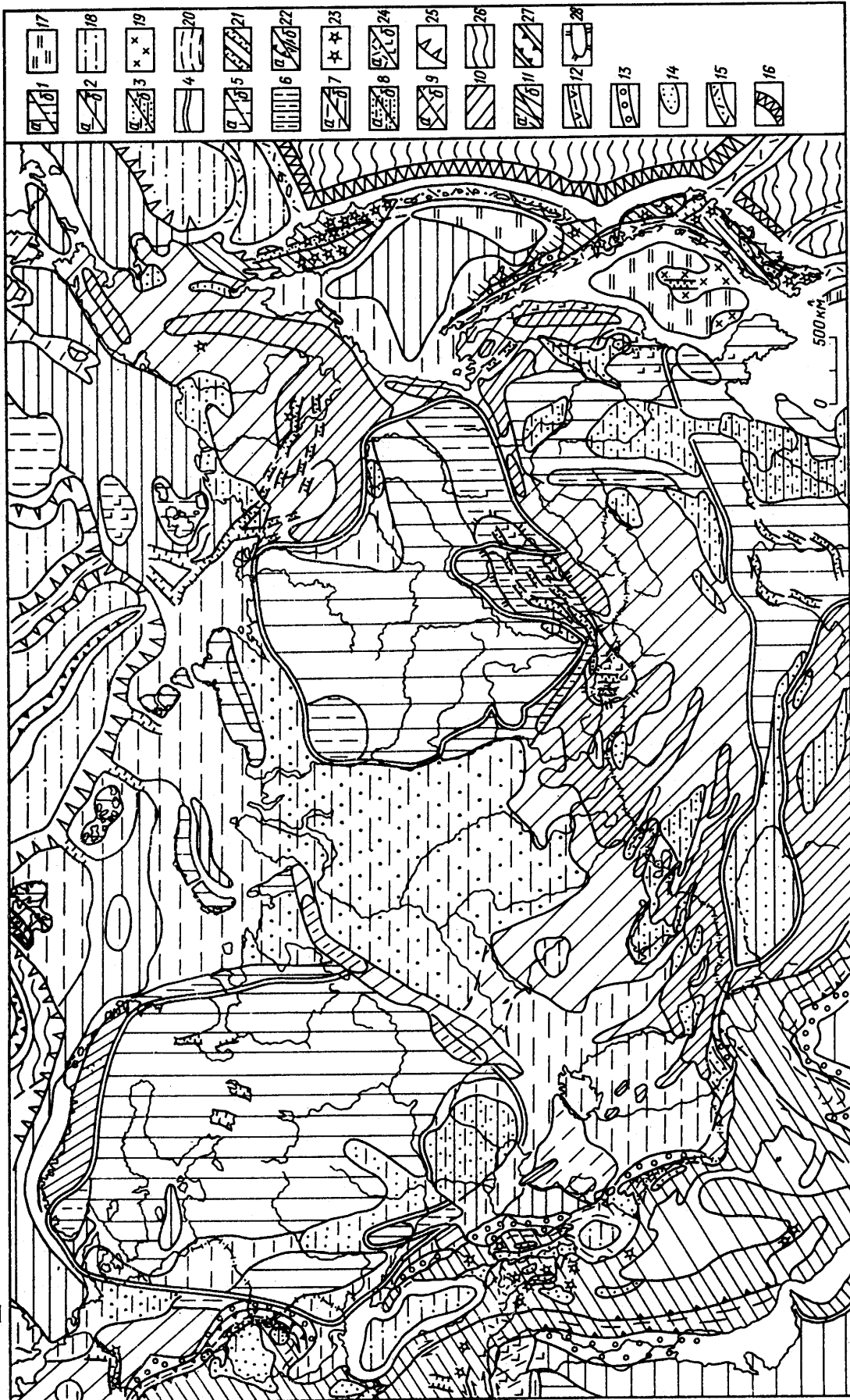
6. 中生代 - 新生代の北ユーラシアの最後の発達段階の最も重要な出来事は，ソビエト連邦のアジア地区の多くの南部地方と，隣接する外国の中央アジア地方をカバーした，新生代後期の第二造山運動である。注目すべきは，これが，主としてエピソード褶曲地域に出現し，中国とシベリア卓状地の南東のいくつかの地方に，わずかに現れただけ，ということである。

新生代後期の第二造山運動が進行した運動学的環境は，アジアの違った地方では幾分違ったが，これによる変形の激しさが最高に達した天山地域では，疑いなく，岩石圏の非常に大きな水平方向の収縮のもとで起きた。地中海変動帯の地向斜の発達を終えた，新生代後期の原始造山運動と同時期のこの変形は，共通した原因——ユーラシアと Gondwana の岩石圏地塊の接近——によるものであろう。

7. 最も重要な全地球的構造の傾向——これは，前に述べたのと違い，いまのところは，本書に取り上げた北ユーラシア地域内にわずかに出現した——は，第二大洋海盆の形成と密接な関連があり，中生代 - 新生代の間に進行した，最大の大陸地塊——古生代と中生代の境の短い間に合わさって，より大きなパンゲア地塊となった古 Gondwana 大地塊，古生代に生まれたローラシア大地塊のような——の分裂と崩壊である。中生代の初めにすでに，Gondwana，ローラシア大地塊のつながりは，地中海変動帯の復活によって断たれたが，その後，新生代後期の新たな衝突で，再びもとに戻った。Gondwana は，大きな六つの大陸地塊といくつもの小さな大陸地塊に分かれ，インド洋，大西洋，紅海の海盆が広がる中で，



66 ☒



66図 ソビエト連邦とユーラシアの隣接地域の新生代と第四紀の地質構造図

1～4 - 古期卓状地：1 - 弱い隆起地域 (a) と激しい隆起地域 (6)；2 - 弱い沈降地域 (a) と激しい沈降地域 (6)；3 - 同、陸成層の堆積するもの；4 - 古期卓状地の境；5～8 - メタ卓状地地域と激しい隆起地帯 (a) と、わずかな隆起と交代する沈降地帯 (6)；6 - 激しい隆起地帯；7 - メタ卓状地地域とエビ地帯向斜凹地中の弱い、変動のある沈降地帯 (a) とより激しい沈降地帯 (6)；8 - 同、陸成層の堆積するもの；9～20 - 変動地帯；9 - 弱い隆起地帯 (a) と弱い隆起と交代する弱い沈降地帯 (6)；10 - 同じ地域の激しい分別隆起地帯；11 - 新生代のエビ地帯向斜褶曲構造と隣接する中央マッシューフ内の激しい隆起地帯 (a) とこれより弱い隆起 (相対的に沈降) 地帯 (6)；12 - 太平洋変動帯中の短縮発達した内陸盆地；13 - 周縁凹地；14 - 新生代褶曲地域の内陸盆地；15 - 島弧 (沿大洋地向斜)；16 - 海溝；17 - 薄くなり、一部分分裂した重大洋型地殻をもつ縁海盆；18 - 重大洋型地殻をもつ縁海、内海、大洋海盆；19 - 縁海中の相対的な残留隆起；20 - 中新世、鮮新世、第四紀の線状の褶曲地帯；21 - 卓状地、褶曲地域中の大陸の地溝とリフト系；22 - 押しつぶせ断層とデッケ (a) と裂か (6)；23 - 大火山；24 - 本質的に酸性と中性 (a) と、塩基性 (6) の陸上の火山活動があった地方；25～27 - 大洋底；25 - 大陸斜面地帯；26 - 大洋型地殻をもつ大洋海盆と縁海盆；27 - 大洋リフト海嶺の中軸地帯；28 - バイカル・リフト帯の輪郭

しだいに離れ離れになった。ローラシア大地塊は、中生代と新生代に、やはり北アメリカ、グリーンランド地塊と、大きな北ユーラシア地塊に分かれたが、全体としては、現在まで一体性を保っている。しかし、その最も西の部分 (スペイン、フランス、イギリス諸島) は、ライン-ローヌ・リフト系の形成の結果、ユーラシア本"体"から半ば切り離され、東シベリアにラプテフ-モマ、バイカル新生代リフト系が誕生し、拡大が進行したために、北東部と南東部は新生代に、本体のユーラシア地塊の中央部分から独立し始める。この発達の過程が今後も続くと、ユーラシア大陸の東部が、いくつかの、より小さな大陸地塊に分裂する、ということも、十分考えられることである。

中生代-新生代の地球の発達段階は、全体として、これに先行するものに比べて、大陸の岩石圏の個々の地塊の水平移動——一方では、地塊間の新生大洋海盆の誕生と拡大を伴う相対的な分離 (分岐)、一方では、種々の形の衝突を伴う相対的な接近 (収束)、つまり、オブダクション、サブダクション、全体的な岩石圏の褶曲 ("積み重なり")——の規模が、おそらく最大であるのが特徴である。

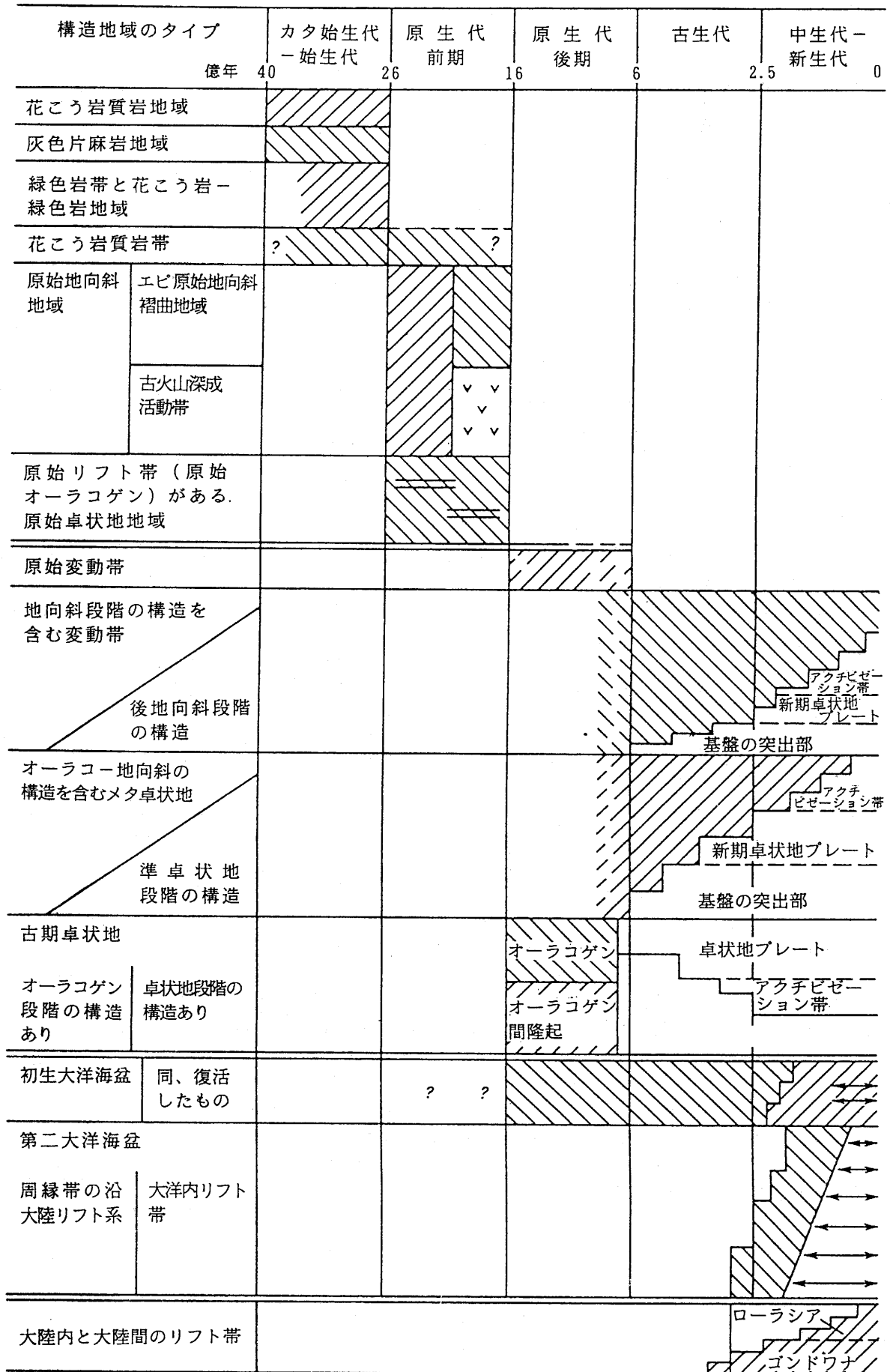
すなわち、広く行われている、ネオモービリズム、またはグローバル・テクトニクスの同調者によりつくられた、岩石圏プレートの水平移動モデルは、最もよく、この段階に合うであろう。しかし、この説は、この20年間、地質学の発達に、疑いなくプラスの役を果たしたが、現在は根本的な修正が必要である。最も議論の余地がある論拠 (仮定) には、特に次のものがある：1) 地球の歴史の中で地球の大きさが不変とする主張と、地球の脈動——多くの学者の意見では、周期的に現れる全地球的な規模の地殻の拡大と収縮現象、時代によるこれらの交代、の最も確からしい原因である——の可能性の否定；2) 全地球的な、一つの岩流圏が存在する、という仮定。深さ50～100 kmにあるその最上部は、岩石圏プレートが "迂り動く" 主な面と考えられている。実際にはその移動は、おそらく、いろいろな面に沿って起きているのであろう。特に深さ数100 kmまでの大陸の下でそうであろう；3) 大洋の中央リフト帯

の拡大を補償する主な構造運動としてのサブダクションの仮定；4) 岩石圏プレートの移動をコントロールする対流機構が、地球の歴史の大部分を通じて、マントル内に普遍的にあった、という認識。実際には、一方向の、非可逆的な構造の発達過程は、無視、または少なくとも軽視される。

ソビエト連邦とユーラシアの隣接地域の地質学的発達を概観すると、地質学的研究の手が及んだ地球の歴史の35~40億年の間、この巨大な大陸地域は、構造運動の性格、構造プラン、構造形態の様式、地層、火成活動、鉱床の生成、地熱の状態——これらのその後の変化は、われわれの惑星、その核内と表面に起きた作用の非可逆的発達を反映している——が本質的に大きく異なる、多くの大きな段階（メガ段階）を通過したことが分かる。

地球の歴史の中での発達の性質と構造の大きな質的变化は、地史全体、またはその大部分を通して働いた、一つの普遍的な深層の機構によって、その発達を説明しようとするのは、不可能である、ということを示している。それと共に、基本的な主題として、これらの段階のすべてを通して、互いに関連し合う地質作用——構造的、熱的、堆積学的、地形学的など——の全地球的周期性、特に地球の歴史のそれぞれの段階にあつた、さまざまなタイプの構造地域中の収縮と拡大による変形の全地球的周期性、が観察される。筆者の考えでは、この構造などの地質作用の相互関連と周期性は、地球の周期的脈動——おそらく、個々の段階（特に始生代、リーフェイ紀 - 古生代初め、中生代 - 新生代）では、地球全体のいくらかの容積増加を伴ったろう——説をとると、最も現実的な説明を見いだすことができよう。

地球の歴史の最も大きな段階での、基本的なタイプの構造地域（ローラシア半球）の進化を、簡単に次のページの図表に示した。



## 文 献

### 地中海変動帯全体

Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М., 1981. 212 с.

Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М., 1983. 87 с.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., 1973. 279 с.

Тектоника Средиземноморского пояса. М., 1980. 244 с.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М., 1984. 344 с.

### 北方周縁帯の新期卓状地プレート

Летавин А.И. Тафрогенный комплекс молодой платформы юга СССР. М., 1978. 148 с.

Летавин А.И. Фундамент молодой платформы юга СССР. М., 1980. 152 с.

Захаров С.А. Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской впадины. Душанбе, 1962.

### カルパチア

Геодинамика Карпат. Киев, 1985. 136 с.

Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат/Под ред. В.В. Глушко и С.С. Круглова. М., 1971. 392 с.

История геологического развития Украинских Карпат/Отв. ред. О. С. Вялов. Киев, 1981. 180 с.

Тектоника Украинских Карпат/Отв. ред. С.С. Круглов. Киев, 1986. 152 с.

### クリミアと黒海盆

Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М., 1980. 202 с.

Земная кора и история развития Черноморской впадины. М., 1975. 358 с.

Муратов М.В. Геология Крымского полуострова. Руководство по учебной геологической практике в Крыму. М., 1973. 192 с.

### カフカス

Адамия Ш.А. Доюрские образования Кавказа. Тбилиси, 1968. 296 с.

Габриелян А.А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, 1959. 186 с.

Гамкредидзе И.П. Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа//Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси, 1984. С.105-184.

Геология Большого Кавказа/Ред. Г. А. Аджирей. М., 1976. 264 с.

Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М., 1975. 208 с.

Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М., 1963. 357 с.

Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., 1968. 484 с.

Шолпо В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М., 1978. 176 с.

Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. М., 1964-1967. Т. 1. 1964, 308 с.; Т. 2. 1966. 264 с.; Т. 3. 1967. 240 с.

#### 中央アジアのアルプス褶曲帯

Бархатов Б.П. Тектоника Памира. Л., 1963. 244 с.

Винниченко Г.П. Тектоника Центрального Памира. Душанбе, 1979. 178 с.

Резанов И.А. Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. М., 1959. 248 с.

Руженцев С.В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М., 1968. 185 с.

Швольман В.А. Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. М., 1977. 160 с.

#### ヴェルホヤンスク - チュクチ地域

Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. М., 1979. 208 с.

Структура и эволюция земной коры Якутии. М., 1985. 248 с.

Тектоника, кинематические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива/Под ред. В.А.Гринберга и др. М., 1984. 360 с.

Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск, 1973. 325 с.

#### オホーツク - チュクチ火山帯

Белый В.Ф. Стратиграфия и структура Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., 1977. 171 с.

Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., 1978. 212 с.

Филатова Н.И. Приокеанические вулканогенные пояса. М., 1989. 268 с.

#### 太平洋変動帯北西部全体

Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М., 1988. 222 с.

Вулканические пояса востока Азии. Геология и металлогения. М., 1984. 504 с.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. Восток СССР. Л., 1984. 560 с.

Кропоткин П.К., Шахварстова В.В. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., 1965. 365 с.

Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии. Новосибирск, 1984. 192 с.

Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., 1979. 222 с.

Смирнов А.М. Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М. 1976. 224 с.

Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана/Ред. М.С. Марков, Ю.М. Пушаровский и др. М., 1980. 286 с.

Хайн В.Е. Региональная геотектоника. Океаны. Синтез. М., 1985. 292 с.

#### シホテーアリニ地域

Врублевский А.А. Тектоническое районирование Сихотэ-Алинской складчатой области// Тихоокеанская геология. 1987. №3. С. 3-12.

Салун С.А. Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы. М., 1978. 182 с.

Мазарович А.О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М., 1985. 104 с.

## サハリン

Меланхолина Е.Н. Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. М., 1973.

Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М., 1987. 95 с.

Разницын Ю.Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на Западе Тихого океана. М., 1982.

Рождественский В.С. Тектоническое развитие о. Сахалин//Тихоокеанская геология. 1987. № 3. С. 42-51.

## 千島列島とコマンドル諸島

Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М., 1976. 240 с.

Шмидт О.А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М., 1978. 100 с.

## カムチャツカ

Очерки тектонического развития Камчатки//М.Н. Шапиро, В.А. Ермаков, А.Е. Шанцер, В.И. Шульдинер, А.И. Ханчук, С.В. Высоцкий. М., 1987. 246 с.

Мараханов В.И., Потапьев С.В. Структурное районирование Камчатской тектонической области. М., 1981. 88 с.

Шапиро М.Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М., 1976. 124 с.

## コニ-タイゴノス系とコリヤーク高地

Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. М., 1976. 160 с.

Очерки тектоники Корякского нагорья/Отв. ред. Ю.М. Пушаровский, С.М. Тильман. М., 1982. 220 с.

## 日本海, オホーツク海, ベーリング海の海底

Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М., 1979. 164 с.

Ковылин В.М. Строение земной коры в области Японского моря. М., 1979. 208 с.

Строение дна Охотского моря. М., 1981. 175 с.

## 結語とソビエト領全体 (1巻に掲げた文献に追加)

Актуальные проблемы тектоники СССР/Отв. ред. Ю.М. Пушаровский. М., 1988. 168 с.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. Геологическое строение и минерагения СССР. Кн. I. Геологическое строение СССР/Под ред. А.И. Жамойды, Л.И. Красного и С.И. Стрельникова. Л., 1989. 352 с.

Геология зоны БАМ. Т. 1. Геологическое строение/Отв. ред. Л.И. Красный. М., 1988. 444 с.

Глубинное строение территории СССР/Отв. ред. В.В. Белоусов, Н.И. Павленкова, Г.Н. Квятковская. М., 1991. 224 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., 1990. Кн. 1. 326 с. Кн. 2. 333 с.

Тектоника и эволюция земной коры Сибири/Отв. ред. А.Л. Яншин, И.Б. Борукаев. Новосибирск, 1988. 176 с.

Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М., 1988. 383 с.

## エ. エ. ミラノフスキー教授の紹介

[教授の70歳の誕生日に寄せて、「ゲオテクトニカ」(構造地質学)の  
1993年、第3号に掲載された記事を紹介する]

1993年7月、ロシアの優れた地質学者、ロシア科学アカデミー会員、ロシア自然科学アカデミー会員、モスクワ大学地史学・広域地質学講座主任の、エフゲニー・エフゲニエビチ・ミラノフスキーは、70歳を迎えた。

氏は、モスクワ地質調査所教授のイエ. ヴェ. ミラノフスキーの子として、1923年8月1日モスクワに生まれた。1939年と1940年には、学生として早くも地質探検隊(北ドヴィンスク、カフカス)に参加した。1941年、学校を卒業してモスクワ大学の地質-土壌学部に入學したが、第二次大戦の勃発で学業は中断された。1941年夏、防衛施設の建設に送り出され、その後、木材調達の仕事をやリ、間もなく、実際の軍隊に召集された。エフゲニー・エフゲニエビチは、第六親衛機甲兵団の司令部に勤め、その一員として、ウクライナ、ポーランド、チェコスロバキアの解放とドイツでの戦いに加わった。

1945年秋、ミラノフスキーは大学に戻り、1949年、首尾よく卒業し、以後、地質学部で研究を行っている。1952年、大学院課程を終え、北セヴァン盆地と小カフカスのネオテクトニクスについての修士論文が見事にパスし、1965年、カフカスの最も新しい発達段階、後造山段階に関する博士論文が、審査に合格した。1967年から教授、1972年、ボグダノフの死後は、地質学部の地史学・広域地質学講座の主任である。

エフゲニー・エフゲニエビチが興味を示している地質学の分野は、人並はずれて広い。それは、広域地質学と構造地質学、ネオテクトニクス、火山学、第四紀の地質学、古氷河学、地形学、科学史、比較惑星学、の諸問題に及んでいる。彼のペンから、カフカスの地質、最新の堆積物、ネオテクトニクス、アルプス変動帯の造山性火山活動、アンデスの新生代の火山活動、大陸、特に、東アフリカ、中国、それと、アイスランド、のリフト・ゾーン、古期卓状地、変動帯のリフト形成史、その他、約400の論文(20以上の研究書を含む)が生まれている。最近、ソビエト連邦の地質についての3巻の教科書、膨大な実際の資料の重要な報告書、を出版した。このような業績、それと、現在の理論地質学の極めて複雑な問題を、非常に分かりやすく学生に教える、講義の技術、手腕に対し、エフゲニー・エフゲニエビチはロモノソフ賞を与えられ、今年の聖タチヤーナの日(モスクワ大学創立記念日)に、学長から授与された。

エフゲニー・エフゲニエビチは、真の野外地質学者である。なん年もの間、氏は、カフカスの山中で、カルパチアで、ウラルで、カザフスタンのステップで、調査を行った。現在、モスクワ大学地質学部のカザフスタン探検隊を指揮している。エフゲニー・エフゲニエビチは、ソビエト科学アカデミー探検隊に加わって、ユーゴスラビア、アイスランド、東アフリカ——ここで巨大なリフト系を調べた——、米国のリオ・グランデのリフト・ゾーン、ヒマラヤ、その他のインド地方、ボリビアの中央アンデス、オーストラリアの古生代褶曲帯、ライン地溝、オスロ地溝、その他多くのヨーロッパ地域、シリア、日本、多くの中国の中部、東部地方を含むアジア、で調査した。エフゲニー・エフゲニエビチは、野外調査から戻るとき、地質関係の日誌だけでなく、露頭、風景、建築物、一般風俗、をテーマにした、カラーフィルム、自分自身の美しい画集を持ち帰った。

エフゲニー・エフゲニエビチの探検隊による研究は、地質学上のアイデアとその結論が非常に興味深



いもので、多くの刊行物——論文、小論文、地図——、学会、協議会、教授会などで発表された。

エフゲニー・エフゲニエビチは、モスクワ自然実験者協会の副会長で、その地質部門の議長、国立地質学委員会委員、官庁間地質構造委員会事務局員、第四紀委員会事務局員、モスクワ大学地質学部の地質と地質構造の分野の博士論文の特別会議議長、多くの雑誌、特に“ゲオテクトニカ”(構造地質学)の編集者の一人である。エフゲニー・エフゲニエビチは、このような、さまざまな大変な仕事を、きちんと処理している。

ミラノフスキーは、めいめいの考えを厳しく評価することを避けて、地向斜の復元、そして控えめに移動論者による復元について、研究を続けている。その刊行物と発言の中では、ふつう、二者択一的な観点を説明し、非常に辛抱強く、議論された問題の論点に対処する。しかし、自分の立場は、はっきりとしていて、その根拠ももっている。

エフゲニー・エフゲニエビチの地質学、特に、構造地質学の分野での、最も重要な貢献を簡単にリストアップすると、次のようである。カフカスのトゥルヌイアス-プシェキシスカヤ断裂帯と、カヘチノ-レチフムスカヤ断裂帯を例とした、大きな地殻縫合線の考えは、エフゲニー・エフゲニエビチにより導入され、研究された。地中海変動帯とアンデスの造山性火山活動の出現と地質構造についての事実の整理と、それぞれの位置付けがなされた。氏は、現在のアルプス帯の褶曲した山岳地方のネオテクトニクスの研究法と、現在のエピ地向斜造山運動の内容とその構造、段階性についての系統だった考えを提示した。その最も大きな成果は、大陸のリフト形成についての考えの研究である。氏は、地殻の深層構造と一致した、中生代-新生代のリフト・ゾーン(大陸内、大陸間、大陸縁、大洋内)の分類を提案した。リフト形成と地向斜作用の関係、その出現の周期性——私たちの惑星が適度な膨張をする中で、脈動的な発達をすることによる——を研究した。エフゲニー・エフゲニエビチは、“ロシアと隣国の地質”、“大洋と付属海の地質”を大学で講義しているが、最近まで、“第四紀の地質”と“構造地質学”を講義していた。

ミラノフスキーには、40人以上の大学院生がつき、10人がその助言と指導を受けている。氏は、精力的に外国と交信し、さまざまなロシアのプロジェクトや、国際的なプロジェクトに参加し、山のような論文、学位論文を校閲、批評している。そのすばらしい仕事ぶりには、ただ驚嘆し、羨ましく思うばかりである。

ミラノフスキーは、地質学の分野での偉大な功績が評価され、1976年、ソビエト科学アカデミーの準会員に、1992年には、ロシア科学アカデミーの会員に選ばれた。エフゲニー・エフゲニエビチは、第二次大戦に参加して、三つの勲章を、また労働赤旗勲章を授与された(1983年)。氏は、ソビエト科学アカデミーのカルピンスキー賞(1985年)、モスクワ自然実験者協会賞(1971年)、二つのロマノフ賞(1988、1992年)の受賞者で、地理学協会の名誉表彰状を受けた。

ミラノフスキーは、現代ロシアの知識人で、歴史、芸術、文学の諸問題にも、広い教養がある。氏は、民主主義的な考えに心から賛同していて、粘り強く、またデリケートに、生活の中でそれを実践していて、科学、社会、そして人間を愚弄するようなことはない。

地質学界、仕事上の友人知人は、エフゲニー・エフゲニエビチの70歳を祝い、その健康と、研究、社会的な活動での成功を祈り、深い尊敬と愛を表明する。

(押手 敬 訳)

## 付 記

ミラノフスキー教授は、1990年5月に、星野通平教授と北陸地質研究所（鮎野義夫）の招きによって来日した。約2週間の滞在中に、地質調査所訪問、東京でのシンポジウム、北陸地質研究所でのコロキアムのあと、金沢大学・新潟大学・北海道大学で講演した。

東京で開催されたシンポジウム「地殻の発達史」における講演は、Rifting and its role in tectonic structure and Meso-Cenozoic geodynamics of the Earth（北陸地質研究所報告, No. 1, p. 37-55, 1991年4月）として公表されている。この講演の要旨と教授のプロフィールは、地学団体研究会「そくほう」, 437号に掲載されている。

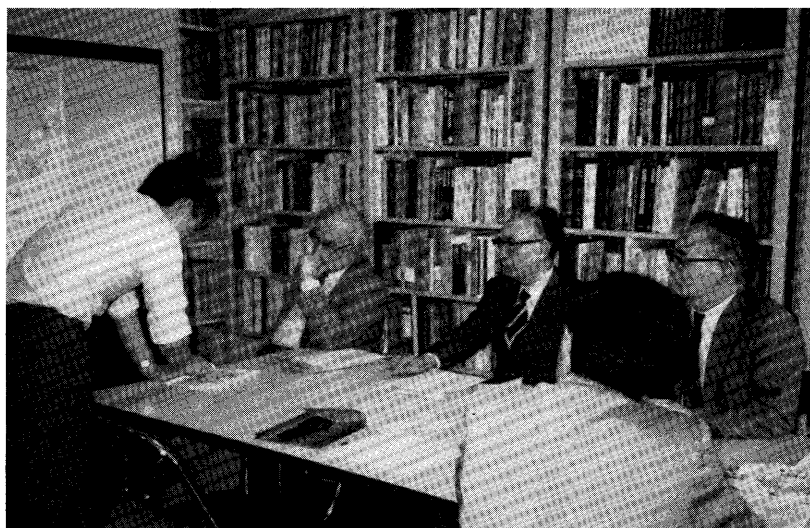
ミラノフスキー教授の論文のうち、今までに下記の2編が邦訳紹介されている：

牛来正夫（訳）（1984）：地球膨張と脈動についての諸問題の発展と現状。地球科学, 38（5）, p. 359-375.

新堀友行（訳）（1991）：西太平洋リフト帯。地球科学, 45（2）, p. 145-152.

ミラノフスキー教授は、来日中にも沢山のすばらしいスケッチ画を描かれた。そのうちの1枚のコピー（縮小）をここに紹介する。

（鮎野義夫記）



北陸地質研究所におけるコロキウム（1990年5月21日）。  
正面左から、E. E. ミラノフスキー、星野通平、鮎野義夫、  
背面左から、竹内 章、石渡 明。



金沢の長町武家屋敷，1990年5月23日。

### 訳者紹介

押手 敬 (おして・けい) Kei OSHITE

昭和23年東京文理科大学地質学科卒，昭和34年北海道学芸大学（現北海道教育大学）教授，理学博士。

ロシア語からの訳書：

「インド洋のビチャージ号」（東海大学出版会）

「パパーニン北極漂流記」（東海大学出版会）

「構造地質学」（地球科学研究センター）

「大洋底の地形と地質構造」（地球科学研究センター）

「大洋の堆積作用」（共立出版）

「太平洋北西部地質構造の主な特徴」（地球科学研究センター）