

北海道勇払郡占冠村ニニウ地域における神居古潭帯の蛇紋岩類の進入時期

国分 英彦*

The age of serpentinite intrusion of the Kamuikotan Belt,
Ni-new area Simukappu, Central Hokkaido, Japan.

Hidehiko KOKUBU*

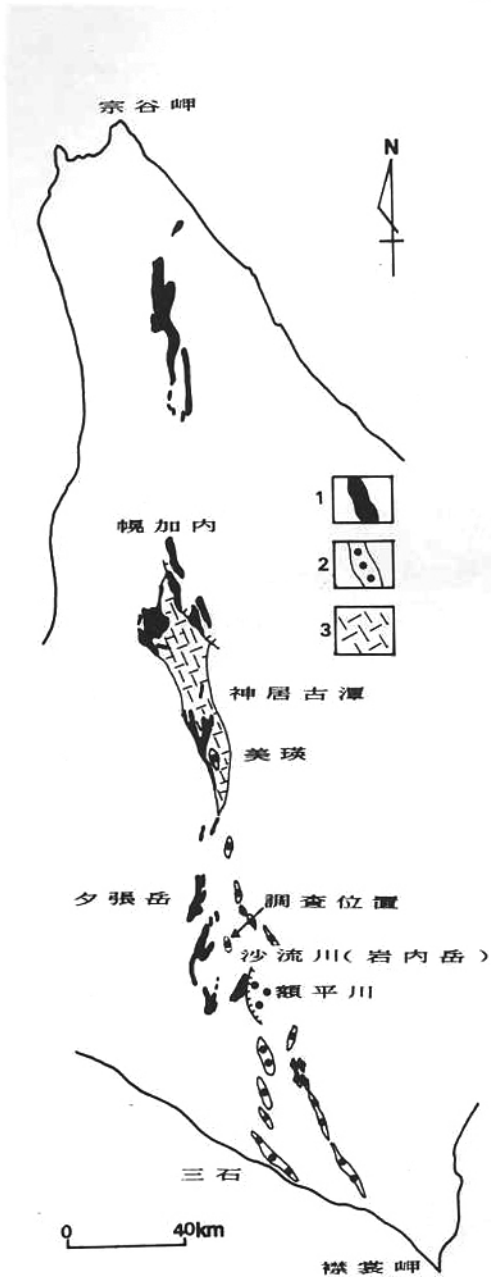
I はじめに

穂別町に北接する占冠村ニニウ地域は、蛇紋岩類が南北方向に断続的に露出し神居古潭帯の西縁部に当る(第1図)。本地域には、弱変成岩類・先白亜紀とされる堆積岩層・新第三紀層が分布し、多くの断層によって構造的に擾乱されているが、穂別町北部から東部にかけて連続している(高橋・鈴木、1986; 高橋・和田、1958)。穂別町では、北海道中軸帯南部の標準的層序を一通り見ることができる(高橋・和田、1985)。したがって、それらが更に北方に連続した地域であるニニウ地域はこれら標準的層序と蛇紋岩類の地質的關係を調べ、その進入時期を推定するのに適している。

神居古潭帯は、高圧型と低圧型の変成岩類の構造的混合帯で(Ishizuka, *et al.*, 1983) 大量の蛇紋岩類の分布によって特徴づけられる。蛇紋岩類は変成岩類を密接に伴って出現し、その上昇、定置の過程に重要な役割を果たしていると考えられる。一方、本帯の蛇紋岩の進入・露出時期に関しては、各地の地質学的証拠から新第三紀以降(岡田、1977; など)、中生代前期白亜紀後期(Albian; 永田ほか、1987; など)、前期白亜紀以前(荒井、1978; MAEKAWA, 1983)などと推定されている。現在のところ、本構造帯の形成史を詳細に解明する上でこうした蛇紋岩類の進入時期を示す地質学的な証拠を蓄積することは重要である。筆者は、1984~5年にかけてニニウ地域の地質学的調査研究を行い、その結果本地域の蛇紋岩類の活動は少なくとも3回あったことを見出した。本報告では、その根拠となる地質学的事実を記載し、神居古潭帯におけるこれらの意義について若干の考察を加える。

1987年2月24日受理

* 北海道大学理学部地質学鉱物学教室
(現在) ジオサイエンス株式会社札幌営業所
札幌市北区北35条西2丁目 ニューアスカビル



第1図 調査位置図

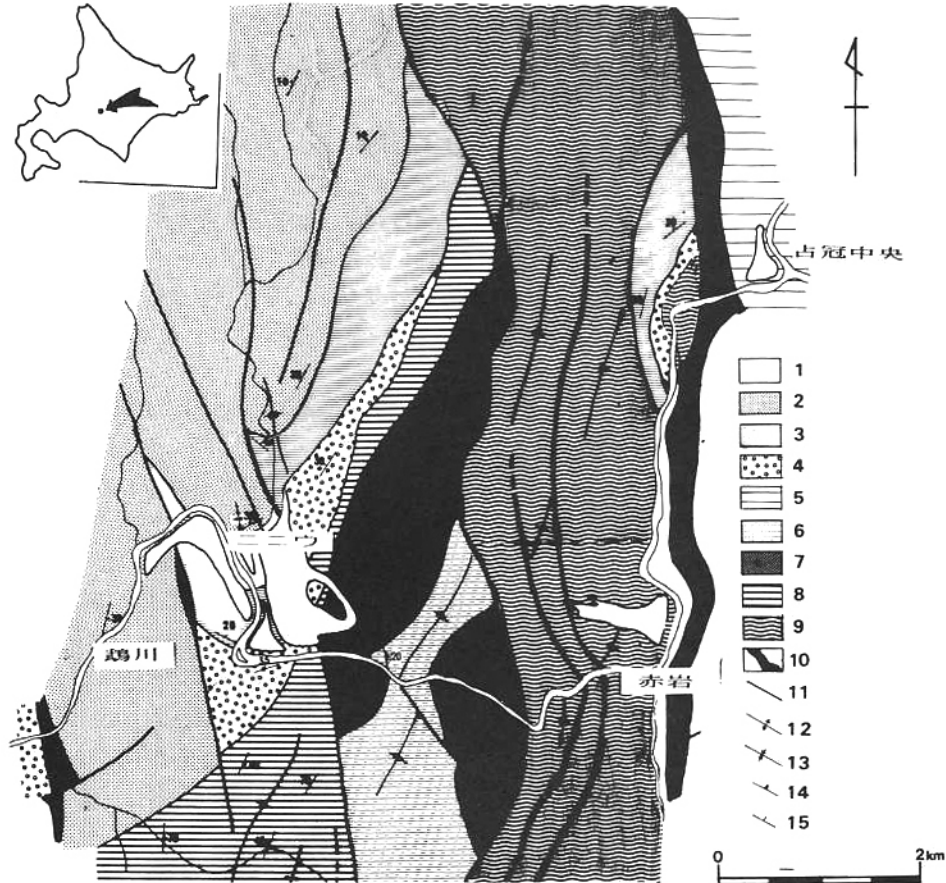
- 1：ダナイト、ハルツバージャイト
- 2：ダナイト、ハルツバージャイト、
レルゾライト
- 3：神居古潭変成岩類

II 地質概説

ニニウ地域では、西より東に向かって新第三系ニニウ層群、中生層と思われるハッタオマナイ層、蛇紋岩、白亜系エゾ層群などから構成される。これらはおおよそ南北方向に伸長する分布を示すので、本地域中央を東西に横切る鶴川に沿った露出によってそれらの相互関係を模式的に観察することができる（第2図）。

A. ハッタオマナイ層

ハッタオマナイ層は、高橋・鈴木（1987：岩知志図幅）によって未分離日高累層群とされたものの延長部に相当するが、その後本地域を含む高橋・鈴木（1986）によって、正確



第2図 占冠村ニニウ周辺の地質図

- 1：第四系
- 2～4：ニニウ層群（新第三系、2；N3層、3；
N2層、4；N1層）
- 5：エゾ層群（上部白亜系）
- 6～9：ハッタオマナイ層（6；H4層、7；H3層
8；H2層、9；H1層）
- 10：蛇紋岩、11：断層、12：背斜軸
- 13：向斜軸、14：片理面、15：層理面

な層序的位置や地質構造の詳細は不明としながらも日高累層群の沙流川層（後期ジュラ紀）より下位の地層として命名された。二疊紀からジュラ紀までの地層を包括するものとされた日高累層群（長谷川ほか、1961）は、それを構成する各地の地層から白亜紀の放射虫化石が見出され、現在その層序的位置あるいは名称そのものの抜本的な見直しがせまられている（例えば、君波ほか、1985）が、本報告では一応ハッタオマナイ層の名称をそのまま踏襲する。本地域のハッタオマナイ層は、岩相によって下位よりH1～H4の4層に区分される。

H 1 層は本地域の東部に分布し、他の地層とは断層関係で接する。本層は緑色および黒色の千枚岩、塊状砂岩を主体とし、含泥岩片礫岩、チャートと千枚岩の細かい互層、層状チャート、凝灰岩を挟在する。本層中には、千枚岩や砂岩を基質として塩基性火山岩類、石灰岩、砂岩、チャート、蛇紋岩の数10cm~10数m（まれに数10mに及ぶ）の異質岩塊を含む。

H 2 層は中央部に分布し、南方でその露出をひろげる。砂岩および黒色もしくは緑色千枚岩との互層からなり、まれにチャートをはさむ。しばしばこれらの互層を基質とし、塩基性火山岩類、チャート、石灰岩の異質岩塊（数10cm~10数m）を含む。

H 3 層は塊状砂岩を主体とし、しばしば含泥岩片砂岩や、まれに黒色千枚岩を挟在する。

H 4 層は、やや砂岩優勢の砂岩—千枚岩互層よりなる。両者は整合的に累重する。

本層にはNNE—SSWの軸を持つ両翼の対称な褶曲が認められ、鷗川沿いの露出では、その背斜軸および向斜軸が存在する。

これらの地層は全般的に低度変成作用を受けており、細粒な岩石には層面片理が発達している。再結晶鉱物は石英、曹長石、緑泥石、白色雲母、スフェーンがほぼ普遍的に出現し、一部ではこれらにバンベリー石、スティルブノメレン、方解石が加わる。特にH 1 層の東部地域（赤岩青巖峡付近）には、アラゴナイトが出現し、白色雲母の b_0 値が他に比べて大きいと、変成圧力の増大が示唆される（国分、1986）。また本層には intrafolial fold, kink, crenulation cleavage, boudinage などの変形小構造が観察され、それらの相互関係から本層が何回かの変形運動を被ったと考えられる（国分、1986）。本層の珪質な岩相にはしばしば放散虫化石を見出すが、保存が悪いため現在のところその鑑定は不能である。

なお、日高図幅（高橋・鈴木、1986）は本層をA—C相の3相に岩相区分したが、層序的關係についてはふれていない。分布の上では、本地域のH 1 相がC相に、H 2 ~ 4 層がA、B相にそれぞれ相当する。

B. ニニウ層群

新第三系ニニウ層群は本地域西部に広く分布し、長尾ほか（1956）、小山内ほか（1958）によって中期中新世の滝ノ上層および川端層に対比されている。東縁の一部では基盤のハッタオマナイ層にアバットし、全体として緩やかな向斜構造を有する。本地域では下位よりN1~N₃層に岩相区分され、それぞれ整合的に漸移する。

N 1 層は、礫岩と青灰色砂岩の互層からなり、南部では多量の蛇紋岩片を含む。また、本層からテスモスチルスの左上顎第一大臼歯が発見されている（木村ほか、1987）。

N 2 層は、主に細かく碎ける泥岩より構成される。

N 3 層は砂岩泥岩互層を主体とするが、スランプ褶曲や、大小様々の砂岩泥岩互層の岩塊を含み、泥岩のパッチを多量に含む礫岩層を伴う。

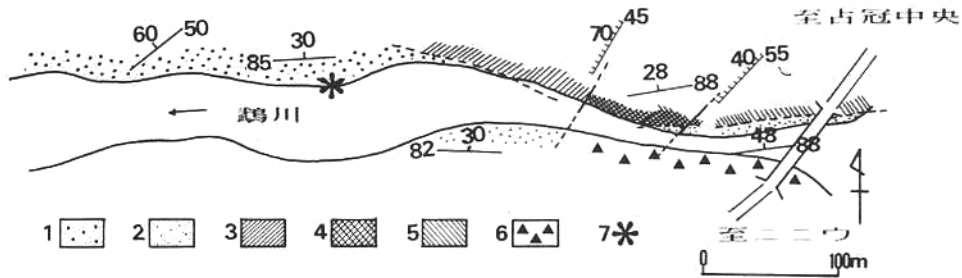
本層群中からは、二枚貝などの化石が産出するが、これらについては堆積学的検討を加えて別に報告する予定である。

C. 蛇紋岩

本地域中央部および東部に比較的大きな岩体が露出し、新第三系ニニウ層群を切って進入している。大部分は蛇紋岩化が著しく、葉片状になっていることも多いが、まれに原岩組織や鉱物が残存する塊状の蛇紋岩も見出される。

III ハッタオマナイ層に含まれる蛇紋岩礫とクロムスピネル粒

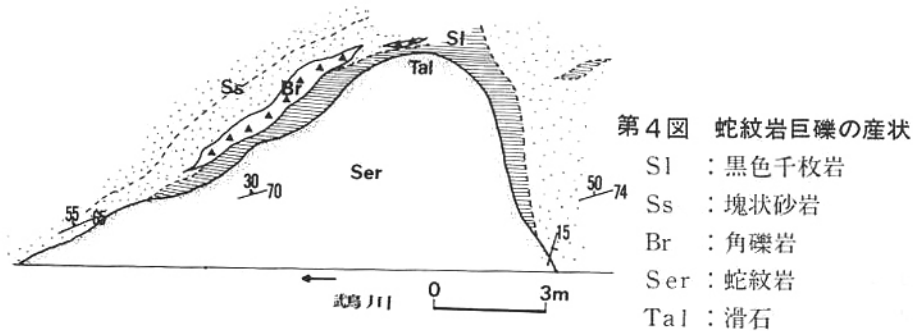
ハッタオマナイ層には前述のとおり多くの異質岩塊を含んでいる。蛇紋岩巨礫は最下位と考えられるH1層に含まれ、本地域東部、赤岩青巖峽の西方約300mの鷓川河床で観察される(第3図)。



第3図 赤岩青巖峽付近のルートマップ

- 1: 塊状砂岩、2: 板状砂岩、3: 千枚岩(一部砂質)、
4: 千枚岩~チャート互層、5: 千枚岩(層状チャートを含む)、6: 赤色チャート転石群、7: 蛇紋岩巨礫

この蛇紋岩巨礫を含む基質は塊状細粒砂岩層で、その層理面はN50-80°W、60-80°Nを示し、ゆるやかなうねりはあるものの周囲の地層と調和的である。蛇紋岩巨礫の30cm上位には連続性の悪い不淘汰な角礫岩層が存在し、この中には碎屑性クロムスピネル粒を含んでいる。

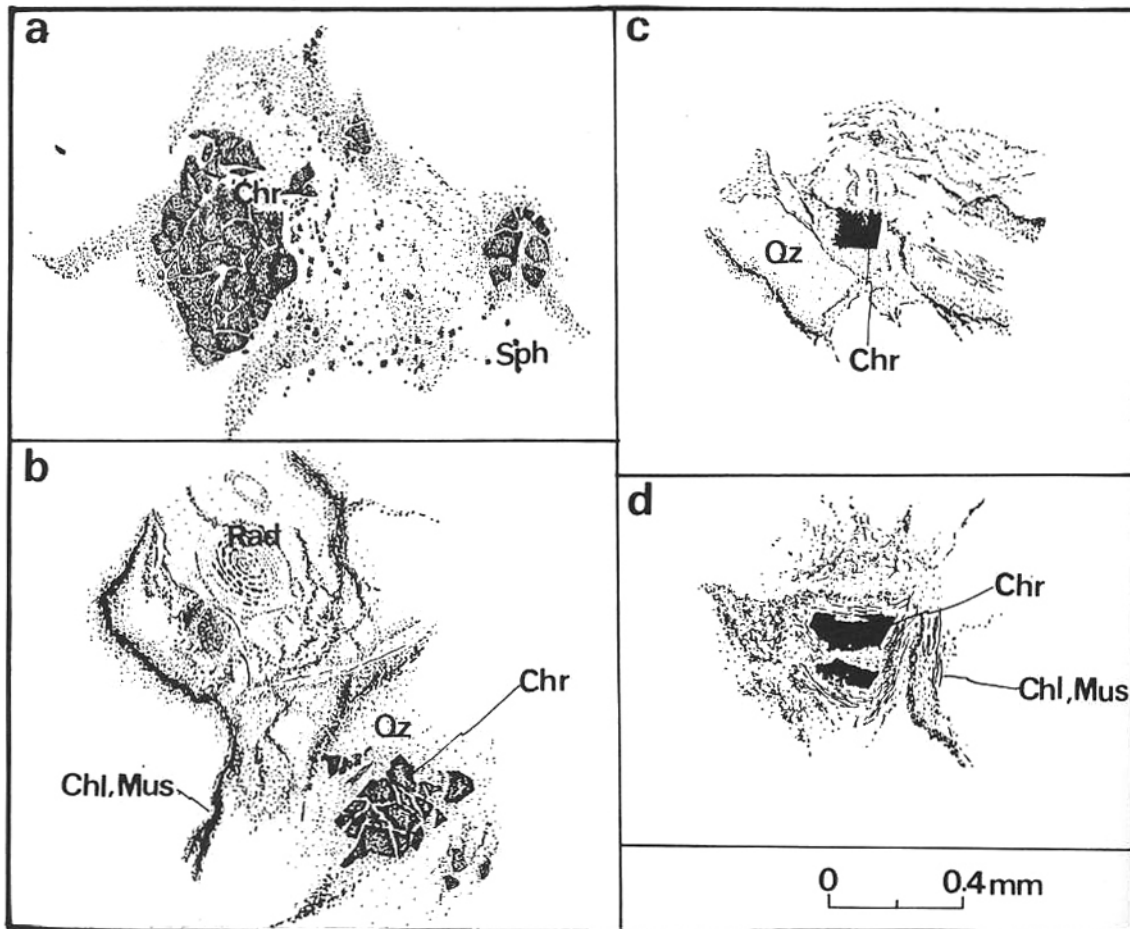


第4図 蛇紋岩巨礫の産状

- Sl : 黒色千枚岩
Ss : 塊状砂岩
Br : 角礫岩
Ser : 蛇紋岩
Tal : 滑石

この蛇紋岩巨礫は露出している限りにおいては、直径10m前後のほぼ球形である(第4図、図版I-1)。巨礫と基質との間は、砂岩と直接することもあるが、細片状に割れる黒色泥岩をはさむことが多い。また蛇紋岩巨礫の最外殻は、5~20cmにわたって滑石が形成されている。巨礫自体は塊状部を多く残し、割れ目に沿って一部葉片状化している。塊状部の蛇紋岩は、蛇紋岩のほか多量の滑石が形成されており、原岩組織は全く残していない(図版I-2)。

蛇紋岩礫を含む砂岩層の直上の碎屑性クロムスピネル粒が含まれる角礫岩層は、泥質岩を基質とし不淘汰な砂岩、チャートなどの角礫を含む(図版II-3)。クロムスピネル粒は、径0.05-0.2mmで自形または晶癖に沿って割れたカタクラスティックな結晶が直接基質中に



第5図 碎屑性クロムスピネル粒の鏡下スケッチ

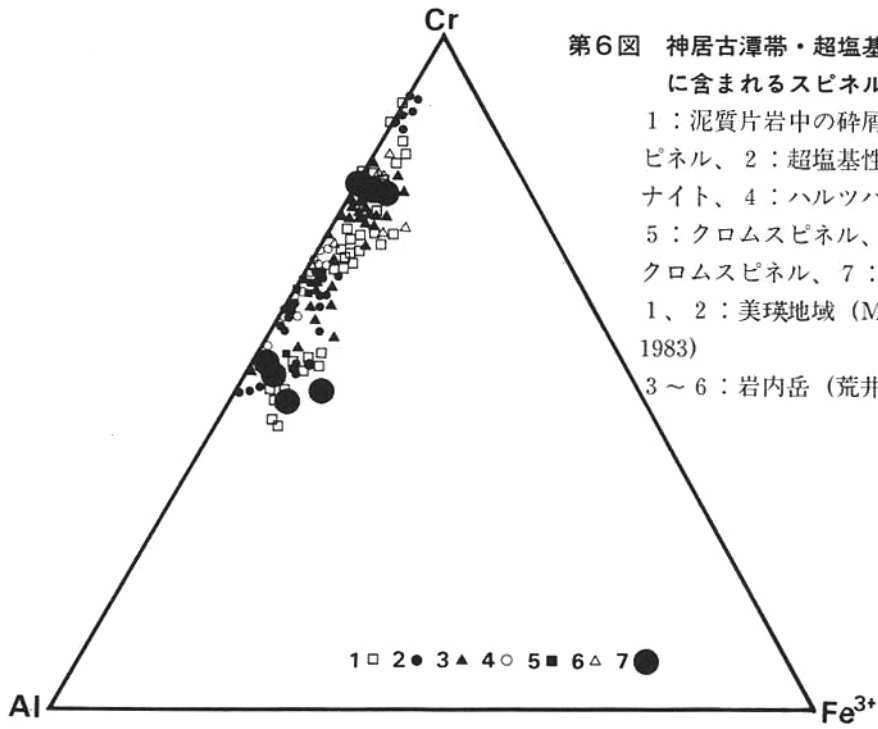
Chm : クロムスピネル、Qz : 石英、Sph : スフェーン
Mus : 白色雲母、Chl : 緑泥石、Rad : 放散虫の遺骸

	1	2	3
TiO ₂	0.15	0.07	0.08
Al ₂ O ₃	9.60	10.64	26.92
Cr ₂ O ₃	58.64	59.95	38.65
Fe ₂ O ₃	2.92	1.25	4.06
FeO	19.67	19.03	16.32
MnO	0.45	0.32	0.22
NiO	0.09	0.00	0.09
MgO	8.90	9.64	12.67
Total	100.42	99.65	99.00

(n=32)

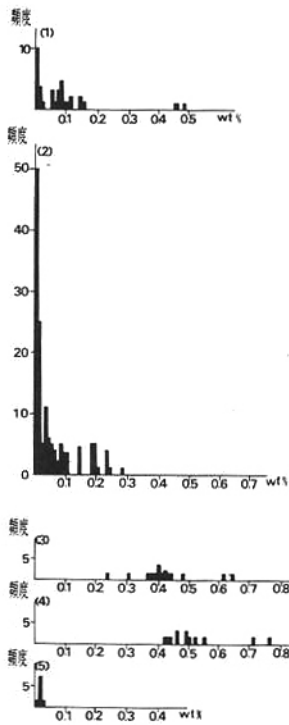
Ti	0.030	0.014	0.015
Al	3.013	3.292	7.757
Cr	12.339	12.434	7.467
Fe ³⁺	0.585	0.246	0.760
Fe ²⁺	4.372	4.174	3.333
Mn	0.102	0.071	0.044
Ni	0.019	0.000	0.018
Mg	3.533	3.769	4.618

第1表 碎屑性クロムスピネルの分析値
(分析: 加藤孝幸)



第6図 神居古潭帯・超塩基性岩類
に含まれるスピネルの組成範囲

- 1：泥質片岩中の碎屑性クロムスピネル、2：超塩基性岩、3：グナイト、4：ハルツバージャイト
- 5：クロムスピネル、6：碎屑性クロムスピネル、7：本地域
- 1、2：美瑛地域 (MAEKAWA, 1983)
- 3～6：岩内岳 (荒井, 1978)



第7図 神居古潭帯で報告されている
スピネルのTiO₂頻度

- (1)：泥質片岩中の碎屑性クロムスピネル
- (2)：超塩基性岩、(3)：玄武岩 (枕状溶岩)
- (4)：玄武岩、(5)：本地域
- (1)～(2)：美瑛地域 (MAEKAWA, 1983)
- (3)～(4)：幌加内地域 (ISHIZUKA, 1981)

含まれており一部は再結晶した緑泥石や白色雲母に周囲を取り囲まれている（第5図）。

このクロムスピネルをEPMA分析した結果を第1表に示す。Cr/A1比は0.4-0.8まで粒ごとに变化するが、神居古潭帯の超塩基性岩類に含まれるスピネルの組成範囲（荒井、1978；前川、1982）からははずれない（第6図）。また、本帯の塩基性岩に含まれるスピネルは超塩基性岩類のそれに比べてTiO₂が多く組成範囲も広い傾向にある（ISHIZUKA、1981；MAEKAWA、1983）が、本地域のクロムスピネル粒のTiO₂含有量は極めて低いので、超塩基性岩類から由来したものと考えられる（第7図）。

IV ニニウ層群下部層の蛇紋岩源堆積岩類

ニニウ地域西部には広く新第三系ニニウ層群が分布し、N1~N₃層に区分される。最下位を構成するN1層は南部地域で蛇紋岩礫を多く含む礫岩や主に蛇紋岩岩片より構成される砂岩が卓越し、全層厚は250~500mである。

N1層基底部はハッタオマナイ層を構成する砂岩や砂岩一千枚岩互層などの巨礫を含み青灰色粗粒砂岩を基質とする角礫岩で、一部の地域では基盤のハッタオマナイ層にアバットするのが観察される。この基底部の角礫岩やその上位の礫岩層には蛇紋岩礫が含まれる。蛇紋岩礫は細礫~中礫で円磨度はよい。この礫岩層には青灰色粗粒砂岩薄層を挟在しており、層理面が認められる。

礫岩層の上位は青灰色粗粒砂岩層に漸移する。これらの砂岩層にも円磨度のよい蛇紋岩岩片が多量に含まれる。この砂岩は蛇紋岩片の他に、チャート、泥岩、砂岩などの岩片、石英・方解石の鉱物片と有孔虫化石が含まれ、基質は方解石によって膠結されている。岩片、鉱物片とも淘汰がよく円磨度もよい。砂岩層は塊状の場合が多いが、まれに泥岩の挟みなどによって層理面または葉理面が観察される。蛇紋岩岩片の量は、上位になるに従って減少する。

これらの礫岩および砂岩層の走向は一般にN35°E前後で比較的安定している。北部地域に見られるN1層は、基底部に角礫を伴う円礫、上位に青灰色粗粒砂岩から構成されるが、蛇紋岩岩片はほとんど認められない。両地域でのこのような差異は側方変化によるものであろう。

V 超塩基性岩類

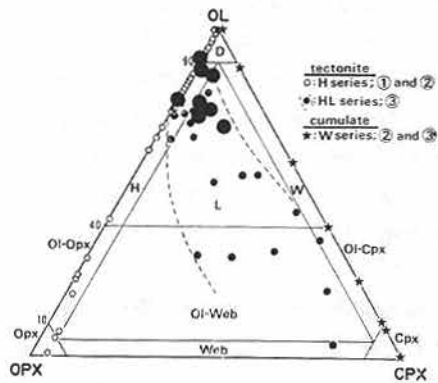
ニニウ地域の中央部および東部には超塩基性岩類の比較的大きな岩体がある。これらの大部分は蛇紋岩化が著しいが、塊状部は原岩の組織や鉱物を保存している場合がある。小岩体は主に南北系の断層に沿って断続的に露出しており、これらの岩体や前述の大きな岩体の周縁部は葉片状蛇紋岩であることが多い。

東部岩体は赤岩青巖峽から鶴川が北上する川沿いに分布し、南北方向に延長する。川沿いでは粘土化が著しく、崩壊地形や地沁りを伴っている。この岩体は西でハッタオマナイ層・新第三系と断層で接している。

中央部のハッタオマナイ層中に南北性の断層に沿って分布する蛇紋岩帯は、本地域を東西に横切る石勝線鬼峠トンネル工事によってその存在が地下でも確認されており、低角の東落ち逆断層である（友田、1970；掛橋、1971）。

これらの蛇紋岩のうち塊状部は鏡下で蛇紋石のメッシュ組織やバスタイトが認められ、かんらん石・斜方輝石の仮像や、単斜輝石および暗赤~褐色のスピネルの残存が認められ

る(図版II-4)。残存する組織や鉱物によって原岩の構成鉱物を推定し、カンラン石・斜方輝石・単斜輝石の三角図に落した(第8図)。これによれば、いくつかのサンプルで単斜輝石を数%含んでおり、本地域に産する超塩基性岩類はダナイト、ハルツバージャイト、レルゾライトである。



第8図 神居古潭帯・超塩基性岩のカンラン石-斜方輝石-単斜輝石三角図

OL:カンラン石、OPX:斜方輝石、CPX:単斜輝石、D:ダナイト、H:ハルツバージャイト、L:レルゾライト、W:ウェールライト、OI-OpX:カンラン石斜方輝岩、OI-Web:カンラン石ウェブスタライト、OI-Cpx:カンラン石単斜輝石、OpX:斜方輝石、Web:ウェブスタライト、Cpx:単斜輝岩〔加藤・中川(1986)に本地域のデータをプロットした。〕

VI 考 察

ニニウ地域には明らかに時相の異なる蛇紋岩の進入を示唆する地質学的な証拠が観察される。

A. ハッタオマナイ層に含まれる蛇紋岩礫および碎屑性クロムスピネル粒

本層に含まれる蛇紋岩塊は、その産状および直上の角礫岩に碎屑性の超塩基性岩類起源と考えられるクロムスピネルが含まれることや、これが含まれるH1層に塩基性火山岩類、チャート、石灰岩などの異質礫が含まれることなどから、テクトニックに貫入した蛇紋岩体ではなく堆積性の蛇紋岩礫であると考えられる。ハッタオマナイ層は前述のとおり堆積年代が確定していないが、新第三系に不整合で被覆されるので少なくとも新第三系より前である。神居古潭帯周辺の中生層からは、後期白亜紀(松本・岡田、1973)や前期白亜紀(永田ほか、1987)のエゾ層群から蛇紋岩礫の産出が知られている。また、玄武岩、チャート、石灰岩などの異質岩塊を含む前期白亜紀の地層は当麻(加藤ほか、1985)や新冠上流(WATANABE、1981)地域で知られている。ハッタオマナイ層の堆積年代は今後の課題として残されるが、超塩基性岩礫およびクロムスピネル粒が本層に含まれるという事実は、ハッタオマナイ層堆積時にすでにこれらが削剝される場所に位置していたことを示している。

B. 新第三系の蛇紋岩砂岩

新第三系の蛇紋岩砂岩および礫岩は、本地域の他、幌加内(木崎、1954)や振内(OKADA、1964)地域から報告され、岡田(1977)は、神居古潭帯周辺の蛇紋岩砂岩をオフィオライトのテクトジェネシスに堆積学根拠を与えるものとして注目している。また本帯周辺の新第三系には蛇紋岩礫が各地から報告されており(例えば、高橋・和田、1985)、この時期に激しい蛇紋岩の進入があったことは渡辺ほか(1978)などによって強調されているように確かである。

C. 新第三系を切る蛇紋岩

本地域では、新第三系ニニウ層群を切って蛇紋岩が進入している。これらについては断層に沿って蛇紋岩が再動しもみ上げられたという解釈も当然成立する。しかし神居古潭帯周辺において新第三系と断層で接する蛇紋岩帯は、鷹泊（猪木ほか、1985）や神居古潭峡谷（鈴木、1956）から美瑛にかけての西側（三田・田代、1951）などに知られており、また、三石地域では新第三系中に地塁状に蛇紋岩帯が出現する（石橋、1939）こうした事実は新第三紀に入ってもなお神居古潭帯が活動的であったことを示唆している。

一方、神居古潭帯の超塩基性岩類のうちレルゾライトを伴う岩体は岩内岳の東側ユニット（加藤、1978）に代表され、本帯の南部東側に分布する（加藤・中川、1986）。岩内岳周辺では、ダナイトーハルツバーチャイトを主体とする西側ユニット（沙流川岩体）よりも後に東側ユニット（糠平岩体）が進入している（加藤、1978）。正確な進入時期は未詳としても、本地域にもレルゾライトが伴われることが共通な特徴である可能性がある。

D. 神居古潭帯の形成を考察する上での意義

蛇紋岩の定置を堆積学的に検討することは構造帯形成史をかたる上で重要な意義がある。飯島（1961）や松本ほか（1973）によって注目された神居古潭帯周辺で、このような資料はその後増加し、より精度良く本帯の蛇紋岩の露出時期を推定できるに至っている。こうした資料を背景として、本帯は前期白亜紀後期にはすでにエゾ層群の堆積する前弧堆積盆地中に露出したと考えられるようになってきた（例えば加藤・中川、1986）。

一方、高圧型神居古潭変成岩類中から見いだされる碎屑性クロムスピネル（荒井、1978；MAEKAWA、1983）は、これらの変成岩の源岩の堆積場に蛇紋岩から供給された碎屑物があったことを暗示しており、注目されている。堆積年代は定かではないが、美瑛地域ではこれらが前期白亜紀の海溝充填堆積物である可能性が述べられている（MAEKAWA、1983）。クロムスピネルを含むハッタオマナイ層も高圧型変成作用を被っているため、近い将来保存のよい放散虫化石が見いだされれば、この問題についての重要な貢献が期待される。

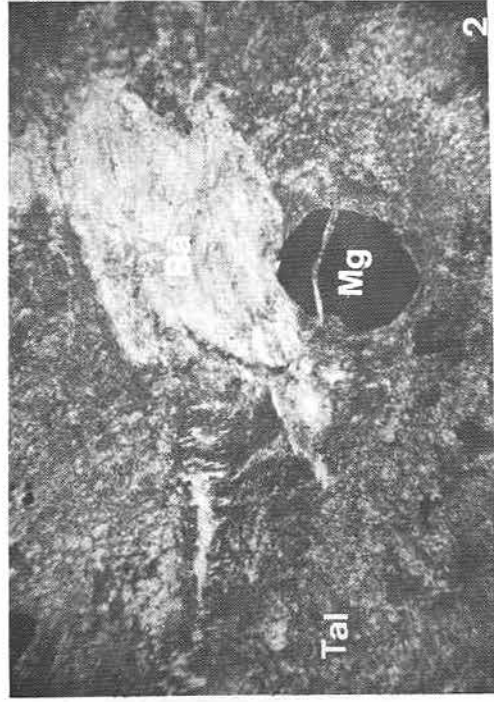
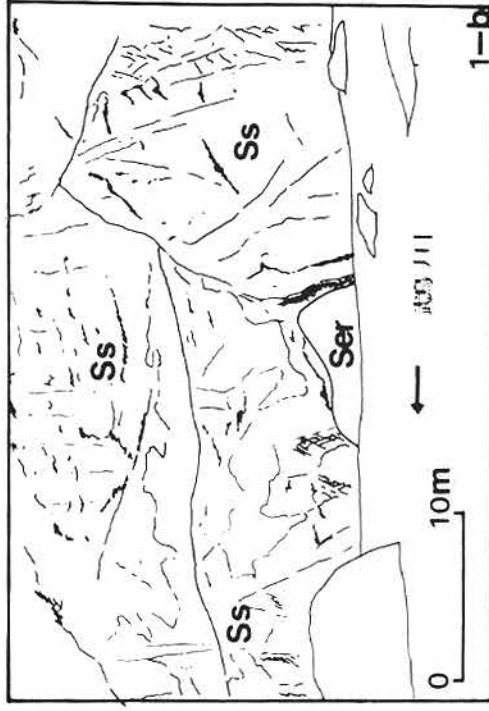
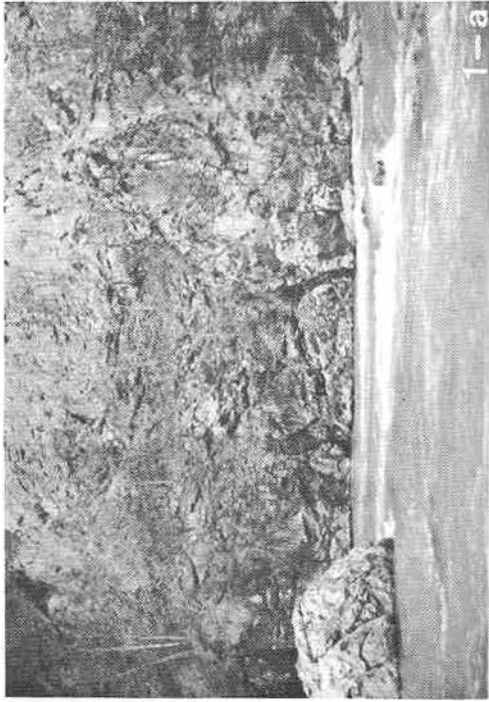
さらに、中生代から新第三紀にかけて本帯周辺では、ナッペの形成（JOLIVET and CADET、1984）など激しい構造運動があったと考えられているが、ニニウ地域に見られる3回の蛇紋岩の進入を示す資料はこうした構造運動の結果が保存されているものとして評価されるべきであろう。

謝 辞

ジオサイエンス株式会社札幌営業所所長の加藤孝幸博士にはE P M A分析をしていただいた。また研究の機会を与えて下さり原稿を校閲していただいた。現地調査では、大竹史朗氏をはじめ占冠村サイクリングターミナルの方々にお世話になった。番場猛夫北海道大学前教授には、数々の御骨折りをいただいた。穂別町立博物館地徳力氏は、本報告を書く機会を与えてくださった。そして北海道大学中川充氏には調査からまとめに至るまで御指導および多大な御援助をいただいた。以上の方々に心より感謝致します。

- 荒井章司 (1978) 北海道岩内岳付近のカムイコタン変成岩中の碎屑性クロムスピネルについて。地質雑、84、481-484。
- 長谷川潔・小山内 熙・鈴木 守・松下勝秀 (1961) 北海道中軸帯の先エゾ層群-地層区分の提案。北海道地下資源調査所報告、25、108-115。
- 猪木幸夫・田中啓策・秦 光男・佐藤博之 (1958) 5万分の1地質図幅「幌加内」および説明書。地質調査所。
- 飯島 東 (1961) 神居古潭帯の変成時期と浮き上がり (予報)。地質雑、67、417。
- 石橋正夫 (1939) 日高刻三石蓬来山付近の岩石に就いて。北地調報、10、7-35。
- ISHIZUKA, H. (1981) Geochemistry of the Horokanai ophiolite in the Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan.*, 87、17-34.
-, IMAIZUMI, M., GOUCHI, N. and BANNO, S. (1983) The Kamuikotan zone in Hokkaido, Japan: tectonic mixing of high-pressure and low-pressure metamorphic rocks. *Jour. Metamorphic Geol.*, 1, 263-275.
- JOLIVET, L. and CADET, J. P. (1984) The Iwanai nappe in the Kamuikotan Tectonic Belt, southern Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV*, 21、293-304.
- 掛端政弘・外本海洋治 (1971) 紅葉山線鬼峠ずい道の施行について。土木学会北海道支部研究発表論文集。
- 加藤孝幸・中川 充 (1986) 神居古潭構造帯超苦鉄質岩類の由来。地団研専報、31、119-135。
- 加藤幸弘・岩田圭示・魚住 悟・中村耕二 (1986) 北海道中央部、当麻-開明地域に分布する先第三系の再検討。地質雑、82、239-242。
- 君波和雄・紀藤典夫・田近 淳 (1985) 北海道の中生界-層序・年代とその意義。地球科学、39、1-17。
- 木村方一・国分英彦・熊野純男・松井 愈 (1987) 北海道勇払郡占冠村から発見されたテスモスチルス白歯について。地球科学、41、61-65。
- 木崎甲子郎 (1954) 北海道雨竜郡鷹泊地方の蛇紋岩について。北地要報、25、1-12。
- 国分英彦 (1936) 北海道勇払郡占冠村ニニウ周辺の地質-とくに未分離日高累層群の変成作用と変形について-。日高・神居古潭・常呂帯総研連絡誌、「北海道の構造帯-岩石学とテクトニクス」、1、65-69。
- 前川寛和 (1982) 神居古潭帯中部・美瑛地域の地質-堆積性メランジエの立場から。日本地質学会第89年学術大会討論会資料「メランジエ帯の構成とテクトニクス」、17-20。
- MAEKAWA, H. (1982) Submarine sliding deposits and their modes of occurrence of the Kamuikotan metamorphic rocks in the Biei area, Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Ser. II*, 20、489-507.
- 松本達郎・岡田博有 (1973) エゾ地向斜の佐久層について。九大理研報 (地質)、11、275-309。
- 三田正一・田代修一 (1951) 北海道芦別北方の蛇紋岩の進入時期。地質雑、57、538。

- 永田秀尚・紀藤典夫・中川 充 (1987) 蝦夷累層群中に見出だされた蛇紋岩礫—神居古潭構造帯上昇期についての新資料—地球科学、41: 57-60。
- 新井田清信・加藤孝幸 (1978) 北海道中軸帯の超苦鉄質岩類。地団研専報、21、61-81。
- OKADA, H. (1964) Serpentinite sandstone from Hokkaido. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Geol.*, XV、23-38.
- 岡田博有 (1977) 海洋地殻との関連で見た堆積岩類。海洋科学、9、53-59。
- RAZNITSIN, Y. N. (1978) Serpentinite melange and olistromes in the southeastern part of the East Sakhalin Mountains. *Geotectonics*, 12、142-150。
- 鈴木 醇 (1953) 5万分の1地質図幅「深川」および同説明書。北海道開発庁。
- 高橋功二・鈴木 守 (1986) 5万分の1地質図幅「日高」および同説明書。北海道開発庁。
- ・和田信彦 (1985) 穂別町の地質。穂別町立博物館研究報告、2、1-15。
- 友田 孝 (1970) 紅葉山線鬼峠すい道の破碎帯の掘削について。第6回技術研究会記録、日本鉄道建設公団。
- 渡辺 順・鈴木 守・杉江 裕 (1978) 神居古潭構造帯—変成作用に関する二・三の問題。地団研専報、21、93-110。
- WATANABE, T. (1981) Idonnappu formation in the Kamuikotan Belt as constituent of a Mesozoic subduction wedge. In HARA, I. ed., *Tectonics of paired metamorphic belts, Hiroshima*, 37-41.

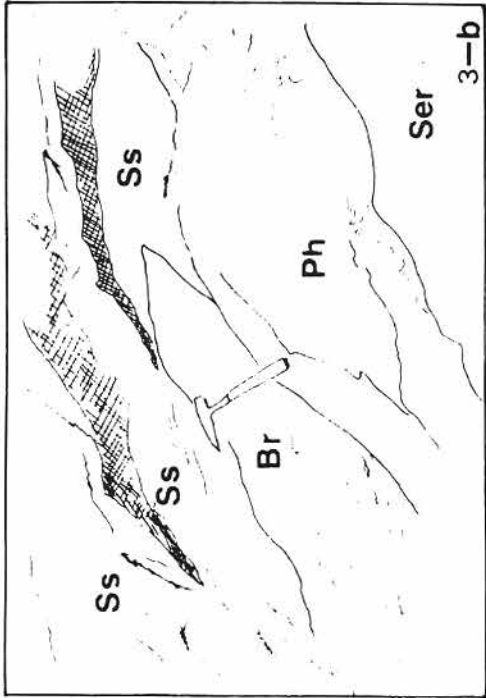
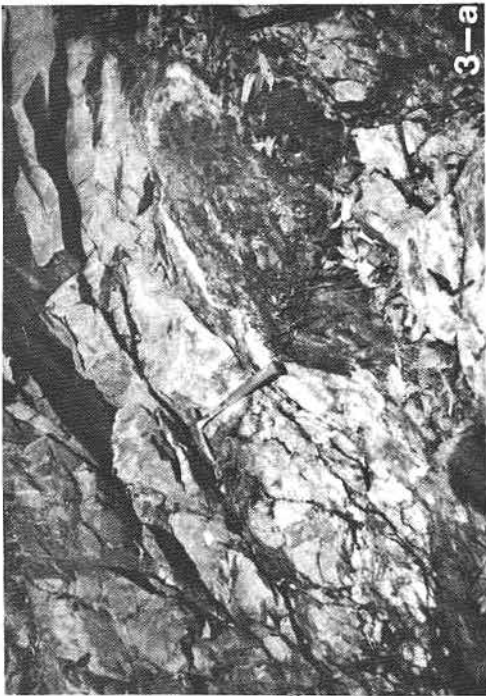


図版 I-1 a, b ハッタオマナイ層中の蛇紋岩巨礫の産状

Ser : 蛇紋岩巨礫、Ss : 砂岩

図版 I-2 蛇紋岩巨礫の鏡下写真 (オープンニコル、スケールは 1 mm)

Ba : バスタイト、Mg : 磁鉄鉱、Tal : 滑石および蛇紋石



図版II-3 a, b 砕屑性クロムスピネルを含む角礫岩層の産状
 Br : 角礫岩、Ss : 砂岩、Ph : 黒色千枚岩、
 Ser : 蛇紋岩



図版II-4 レルゾライトの鏡下写真 (オープンニコル、スケールは 1 mm)
 O1 : 蛇紋石による網状構造の発達するカンラン石、
 Cpx : 単斜輝石、Sp : スピネル