

夜久野オフサイト待ちの山超マフィック岩体南部断層境界に発達したブロックインマトリックス構造

メタデータ	言語: ja 出版者: 静岡大学地球科学教室 公開日: 2011-11-07 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 小森, 直昭, 道林, 克禎 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00006209

夜久野オフィオライト待ちの山超マフィック岩体 南部断層境界に発達した ブロックインマトリックス構造

小森直昭¹・道林克禎¹

Block-in-matrix structures developed along the fault boundary in the southern part of Machinoyama ultramafic body in the Yakuno ophiolite

Naoaki KOMORI¹ and Katsuyoshi MICHIBAYASHI¹

Abstract Machinoyama ultramafic body is the eastern most part of the Yakuno ophiolite in the Maizuru belt. Outcrops of its southeastern margin show various block-in-matrix structures towards the fault boundary to the Ultra-Tanba belt. The blocks consist of serpentinites and serpentinized peridotites and were fragmented into multiple parts, with the spaces between blocks being infilled by scaly serpentinites (*i.e.* chrysotile). The blocks decreased their sizes and formed phacoidal-shapes towards the fault boundary, whereas serpentinite matrix becomes dominant with intense foliations. These structural developments in Machinoyama body could be related to the fault activity at the boundary with the Ultra-Tanba belt.

Key words: Machinoyama, Yakuno ophiolite, ultramafic, peridotite, serpentinite, block-in-matrix

はじめに

夜久野オフィオライトは、福井県大島半島から岡山県岡山市付近までの250 kmにわたって分布する玄武岩・ハンレイ岩・カンラン岩などからなる複合岩体である (Fig. 1; 石渡, 1978). 夜久野オフィオライトの海洋地殻の形成年代はおおよそ280Ma (Herzig *et al.*, 1997) であり, 島弧縁海系で形成されたと考えられている (石渡, 2006a).

待ちの山岩体は、夜久野オフィオライトの東端である大島半島の先端部に位置する南北約1.2 km, 東西約0.7 kmの小岩体で (黒川ほか, 1975; 竹中, 1979; Ishiwatari & Hayasaka, 1992), オフィオライト最下部のマントルカンラン岩が露出している数少ない地域である (Fig. 1; 石渡, 1978, 2001, 2006a, b). 待ちの山の南端部に赤礁崎へ向

かう遊歩道が建設されており, この遊歩道に沿った崖側に超マフィック岩の露頭が連続している (黒川ほか, 1975; 竹中, 1979; Ishiwatari & Hayasaka, 1992; 石渡, 2006a, b). そこでは岩体全体が礫岩状に破碎され, 基質の部分が蛇紋岩化したブロックインマトリックス構造 (Hirauchi & Yamaguchi, 2007) を観察できる (石渡, 2006a, b). 小論では, 待ちの山南端部遊歩道沿いの露頭で観察される超マフィック岩のブロックインマトリックス構造について報告する.

礫状蛇紋岩と基質蛇紋岩

小論では, ブロックインマトリックス構造について, 礫状の蛇紋岩を礫状蛇紋岩, 基質部の蛇紋岩を基質蛇紋

¹ 静岡大学理学部地球科学教室, 〒422-8529 静岡市駿河区大谷836

¹ Institute of Geosciences, Shizuoka University, 836 Oya, Suruga-ku, Shizuoka, 422-8529 Japan
E-mail: sekmich@ipc.shizuoka.ac.jp (K. M.)

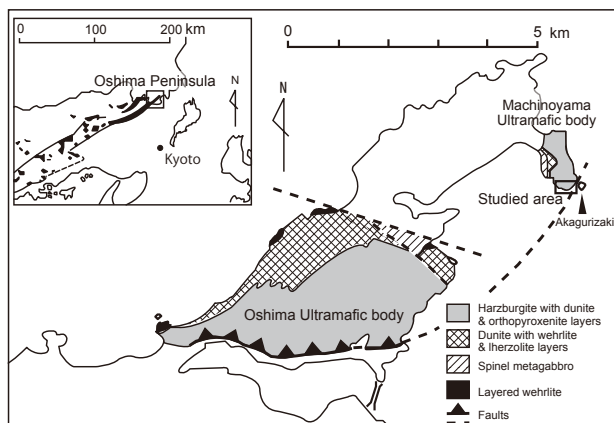


Fig. 1 Location of the studied area. Machinoyama ultramafic body is located in the northeastern margin of Oshima peninsula. Modified after Ishiwatari (1985).

岩と呼ぶ。基質蛇紋岩は緑白色、礫状蛇紋岩は黒色を呈し、両者を区別することは容易である (Fig. 2)。

礫状蛇紋岩は、数cmから数10 cmの岩片であるが、露頭によっては1 mの大きさも確認された (Fig. 2)。多くは蛇紋岩であったが、カンラン岩も多く含まれていた。これらのカンラン岩は、調査地域ではハルツバージャイトである (黒川ほか, 1975; 竹中, 1979; Ishiwatari & Hayasaka, 1992)。ひとつの露頭の異なる岩片が、粗粒組織からポーフィロクラスト状組織、細粒モザイク組織、ウルトラマイロナイト組織など様々な微細構造を有する (道林・鈴木, 2010) が、これらの面構造の走向・傾斜は、岩片間で比較的揃っている (黒川ほか, 1975; 竹中, 1979; Ishiwatari & Hayasaka, 1992)。

基質蛇紋岩は、礫状蛇紋岩の割合が多いと鱗片状を呈して隙間を充填した構造をもつ。基質蛇紋岩の割合が高



Fig. 2 An outcrop of Machinoyama ultramafic body along the promenade to Akagurizaki. Block-in-matrix structures were well developed.

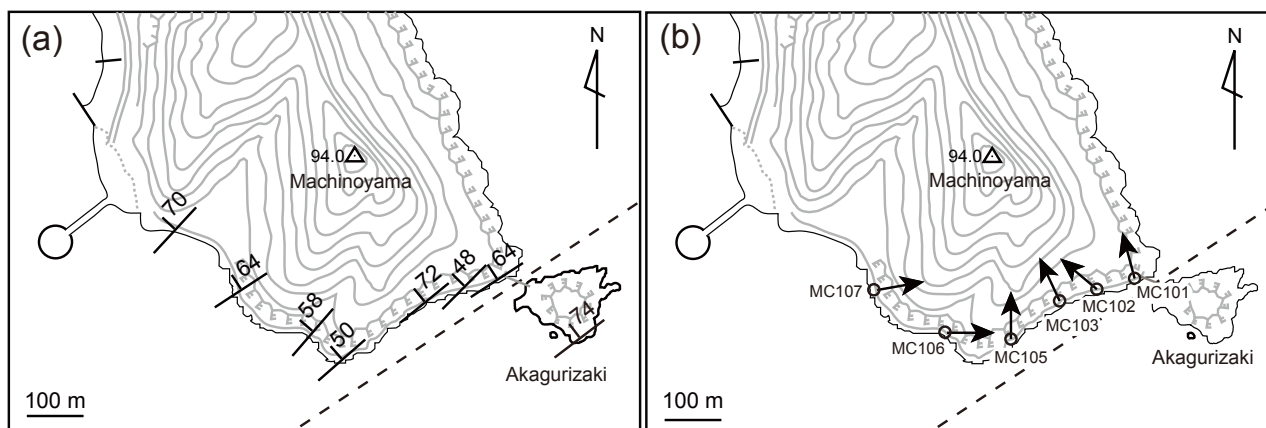


Fig. 3 (a) Strike and dip of foliations in the matrix serpentinites. (b) Locations of outcrops in Figure 4, where the directions of sketches are shown.

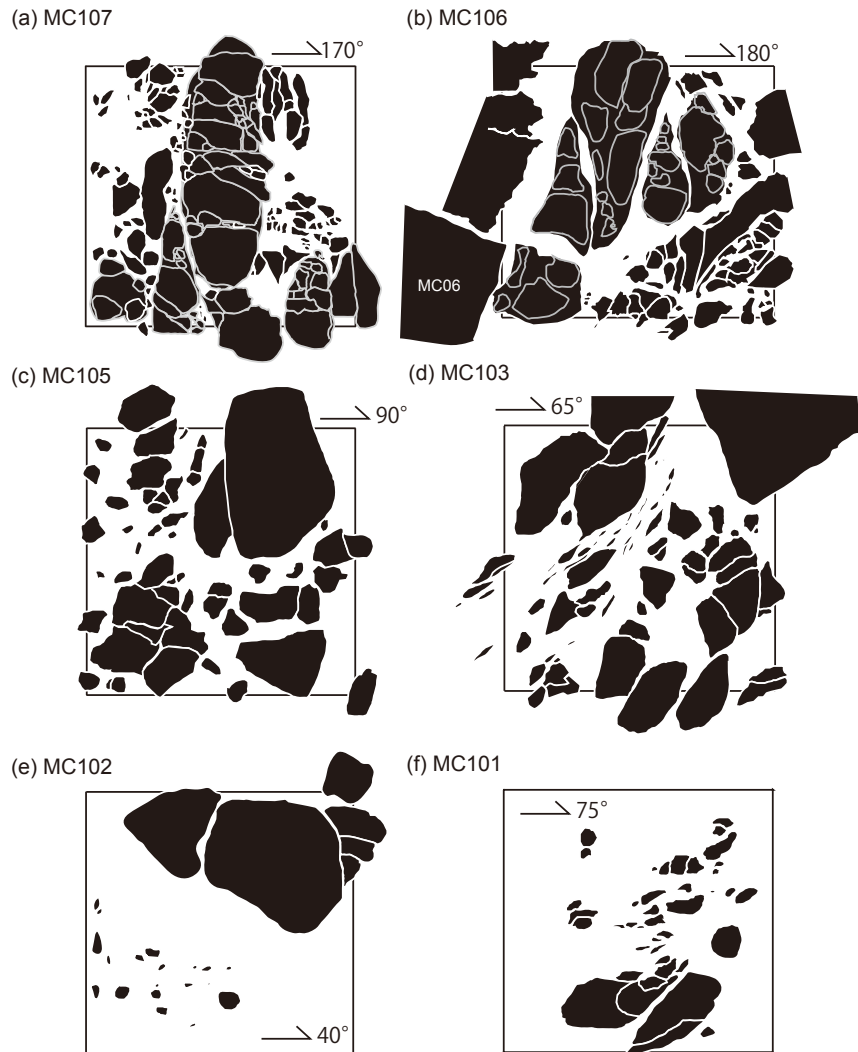


Fig. 4 Sketches of block-in-matrix structures at outcrops shown in Figure 3. Each square is 1 m². Each arrow indicates the clockwise direction from the north (*i.e.* 0°). Dark areas represent fragmented serpentinite blocks, whereas white areas are the matrix serpentinites.

いと基質部内に面構造が良く発達している。この面構造は東の断層境界に向かって明瞭になる傾向がある。面構造は調査地域内で北東走向、傾斜は北西に50度～70度であった (Fig. 3a)。

露頭における基質蛇紋岩の割合

ブロックインマトリックス構造の発達程度を調べるために、露頭における基質蛇紋岩の割合を求めた。はじめに遊歩道に沿って6カ所 (Fig. 3b) で礫状蛇紋岩と基質蛇紋岩の分布をスケッチした (Fig. 4)。スケッチは露頭に1 m×1 mのアルミ製の枠をスケールとして礫状蛇紋岩を黒い領域、基質蛇紋岩を白い領域として表した。

スケッチを元にして画像解析ソフト (Scion Image) から基質蛇紋岩の割合を計算した。本研究では、Fig. 4のスケッチの1 m×1 mの枠を100%として、枠内の礫状蛇紋岩と基質蛇紋岩それぞれについて面積を求めた。従っ

て、基質蛇紋岩の割合は、この1 m²の枠内に基質蛇紋岩が占める割合である。基質蛇紋岩の割合と断層境界からの距離をFig. 5に示す。露頭までの距離は、基質蛇紋岩の走向を元にFig. 3aの平面図で表された破線を基準として、破線からそれぞれの露頭までの垂直距離を断層境界からの距離とした。

結果として、本研究で測定した6カ所の露頭において、断層境界から50 m以内の2露頭では基質蛇紋岩の割合が60%を超えていた (Fig. 5)。断層境界から60 m程度の2露頭では基質蛇紋岩の割合は約40%であった (Fig. 5)。断層境界から100 m以上離れた2地点では、基質蛇紋岩の割合はそれぞれ約30%と20%以下であった (Fig. 5)。それぞれの露頭について以下に記す。

MC107 (Fig. 4a)：断層境界から272 m地点、本研究において最も西側の露頭である。大きな礫状蛇紋岩が大部分を構成し、その合間を小さな礫状蛇紋岩が充填していた。基質蛇紋岩の割合は20%と低く (Fig. 5)、鱗片状

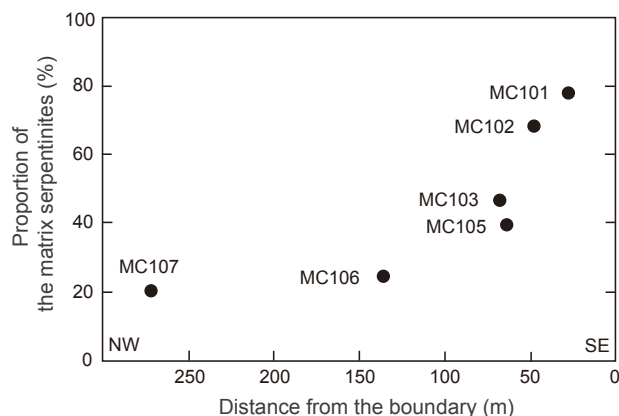


Fig. 5 The proportion of the matrix serpentinites with respect to the distance from the boundary with the Ultra-Tanba belt. The distances were determined by perpendicular lines from individual outcrops toward the broken line shown in Figure 3.

で露頭全体として弱い面構造が確認された。

MC106 (Fig. 4b)：断層境界から136 m地点である (Fig. 3)。1 mを超える層状の礫状蛇紋岩がレンズ状に割れていた。基質蛇紋岩の割合は24%と低く (Fig. 5)、礫状蛇紋岩と礫状蛇紋岩の隙間を埋める程度であった。基質蛇紋岩は鱗片状で、露頭全体として弱い面構造が観察された。

MC105 (Fig. 4c)：断層境界から64 m地点である (Fig. 3)。礫状蛇紋岩には比較的大きな岩片には角があり割れていたが、小さい岩片は角がとれて基質蛇紋岩に孤立して存在するものが見られた。基質蛇紋岩の量は39%とまだ小さく (Fig. 5)、面構造も弱かった。

MC103 (Fig. 4d)：断層地点から68 m地点である (Fig. 3)。礫状蛇紋岩は角がなくなり紡錘状で、内部の割れも岩片の長辺に垂直なものが多かった。基質蛇紋岩には面構造がよく発達し、礫状蛇紋岩が面構造に調和して配列していた。基質蛇紋岩の量は46%で (Fig. 5)、礫状蛇紋岩の割合と同程度であった。

MC102 (Fig. 4e)：断層境界から48 m地点である (Fig. 3)。1 m程度の礫状蛇紋岩が存在したが、これを除けば礫状蛇紋岩は10 cm以下で小さく数も少なかった。また、大きな岩片は塊状であったが、小さな岩片は伸長していた。基質蛇紋岩の割合は礫状蛇紋岩よりも高く68%であった (Fig. 5)。

MC101 (Fig. 4f)：断層境界から28 m地点で、最も東側の露頭である (Fig. 3)。礫状蛇紋岩は数10 cm以下の大きさで、紡錘状からレンズ状の形状であった。比較的大きな岩片は割れていた。基質蛇紋岩の割合は78%と高く (Fig. 5)、露頭全体に面構造がよく発達し、礫状蛇紋岩はこの面構造に調和的に配列していた。

礫状蛇紋岩と基質蛇紋岩の微細構造

礫状蛇紋岩は、断層境界から離れた露頭ではカンラン岩を置換したメッシュ状組織 (Fig. 6a) やサンドクロック組織などの静的環境で形成される蛇紋岩組織であった。

断層境界に近い一部の露頭からは、メッシュ状組織が面構造に調和的に伸長したリボン組織が観察された (Fig. 6b, c, d; e.g., Hirauchi *et al.*, 2010)。さらにバスタイトが歪んだ組織も観察された。

基質蛇紋岩については、鱗片状または層状組織が観察された (Fig. 6e)。これらの組織は、断層境界に近い露頭では、微細褶曲や細粒化など著しく変形している様子が観察された (Fig. 6f)。また、基質蛇紋岩には、開口割れ目を充填するクラックシールがよく観察された (Fig. 6g, h)。

考察：ブロックインマトリックス構造と蛇紋岩化作用

研究地域の蛇紋岩は、強く破碎作用を受けて礫状蛇紋岩と基質蛇紋岩からなるブロックインマトリックス構造 (Hirauchi & Yamaguchi, 2007) をしていた。礫状蛇紋岩はその形状から元の超マフィック岩体の岩石片とみなされ、蛇紋岩ばかりでなく、輝岩やカンラン岩も部分的に含まれることがこれまでの先行研究で報告されている (黒川ほか, 1975; 竹中, 1979; 石渡, 2006a, b; 道林・鈴木, 2010)。これに対して、基質蛇紋岩は断層境界から離れた露頭では、破碎作用によって割れた隙間を充填した構造をしていた (Fig. 4a, b)。しかし、断層境界に近く基質蛇紋岩の割合が高い露頭では、基質蛇紋岩は充填構造ではなく面構造を発達させた片状構造であった (Fig. 4d, e, f)。

礫状蛇紋岩は、メッシュ組織 (Fig. 6a) やサンドクロック組織など、水の浸透による静的置換によって形成される微細構造であった。このような礫状蛇紋岩は、遊歩道の西から東に向かって断層境界に近いほど小さく、数も少なくなった。基質蛇紋岩は層状もしくは鱗片状組織を微細構造として断層境界に近いほど割合が高い傾向であった (Fig. 5)。層状もしくは鱗片状組織では開口を蛇紋石が充填して形成されているため、基質蛇紋岩の割合が高くなることは、断層境界に向かうほど岩石の境界や割れ目に沿った流体によって蛇紋岩化作用が進行したと考えられる (Hirauchi, 2006; Hirauchi & Yamaguchi, 2007)。さらに、断層境界に近い紡錘状の礫状蛇紋岩に伸長したメッシュ組織 (Fig. 6b, c, d) や歪んだバスタイトが観察され、基質蛇紋岩には層状組織が著しく変形して (Fig. 6f) 面構造を発達させたことから、強い剪断変形がブロックインマトリックス構造の形成に関連したと示唆される (Hirauchi, 2006; Hirauchi & Yamaguchi, 2007)。また、待ちの山超マフィック岩体の蛇紋岩は、低温型蛇紋石のクリソタイルとリザダイトで構成されている (道林・鈴木, 2010) ことから、ブロックインマトリックス構造は低温蛇紋岩の安定条件400度以下の環境で形成されたと考えられる。

待ちの山超マフィック岩体と赤磯崎の間の断層境界は夜久野オフィオライトと超丹波帯の境界であり、その南西延長部の大島半島南端部に位置する大島超マフィック岩体下部では、衝上断層として報告された (Fig. 1; 石渡・中江, 2001; 石渡, 2006a)。この衝上断層上盤側の大島超マフィック岩体カンラン岩では、断層から100 m程度の

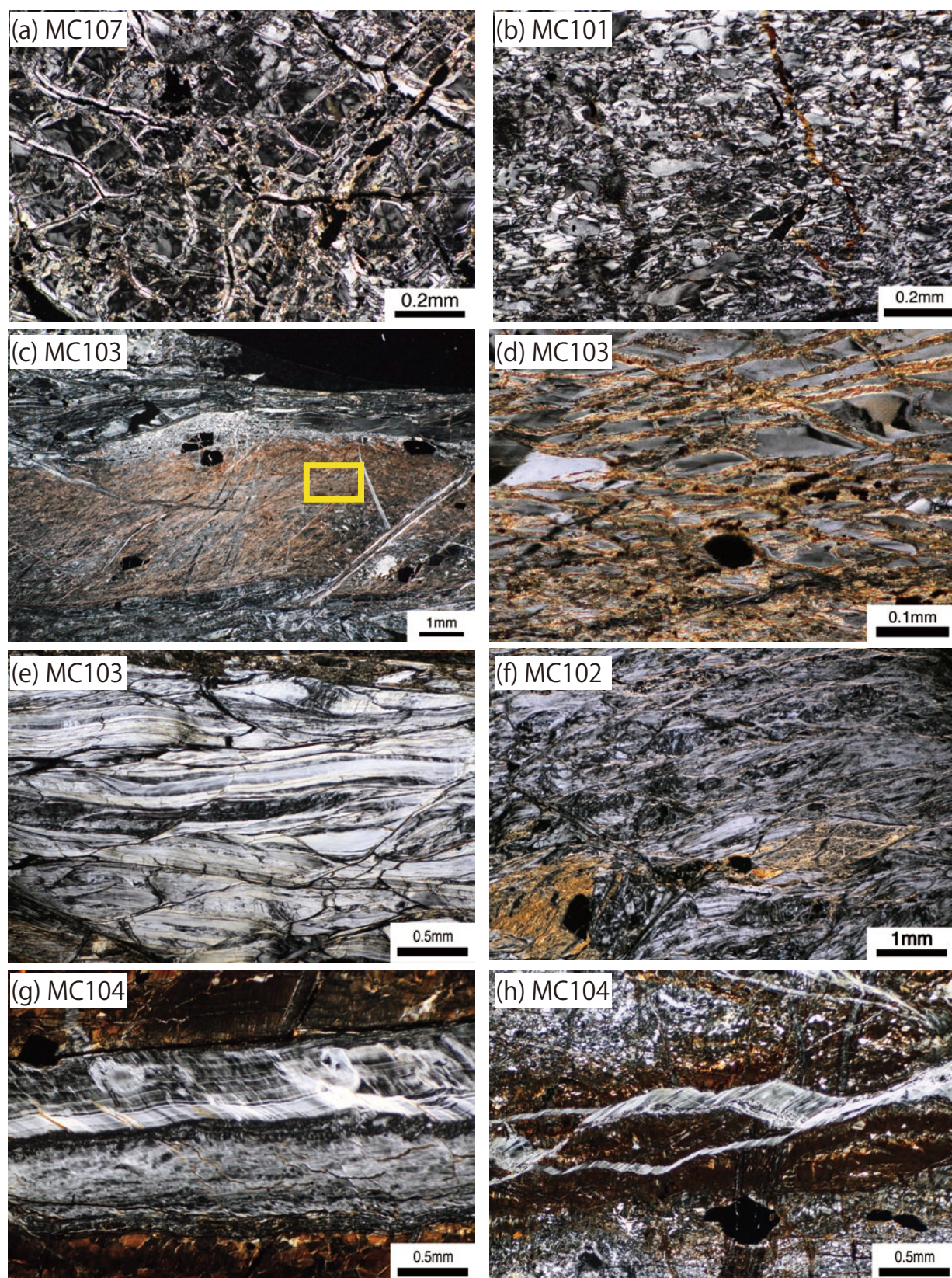


Fig. 6 Photomicrographs of serpentinites in Machinoyama ultramafic body. (a) Mesh texture. (b) Deformed mesh texture. (c) Deformed mesh texture enclosed by the serpentine matrix. (d) Enlargement of the mesh texture in a box of (c). (e) Scaly texture. (f) Deformed scaly texture. (g) Chrysotile crack-seal vein. (h) Chrysotile crack-seal veinlets.

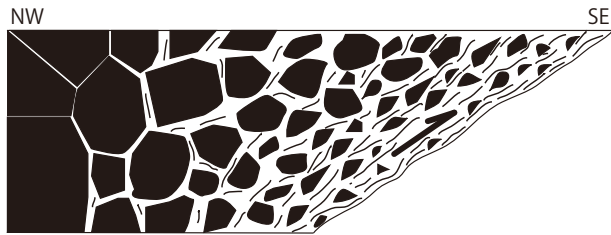


Fig. 7 A schematic diagram showing a working hypothesis about how Machinoyama ultramafic body has been fragmented to develop block-in-matrix structures associated with serpentinization in relation to faulting at depth.

距離まで蛇紋岩化が著しく、片状～礫岩状に破碎された軟弱な岩盤になっている (Ishiwatari & Hayasaka, 1992; 石渡, 2006a). とくに断層直上数mの間は片状化が著しく、断層面から1 mほどの範囲では炭酸塩交代作用を受けてやや硬い岩石である (Ishiwatari & Hayasaka, 1992; 石渡, 2006a). これらの産状から、石渡 (1978) は、夜久野オフィオライトの超丹波帯への衝上運動に関連して断層沿いに移動したCO₂やH₂Oと上盤のカンラン岩が反応した結果として蛇紋岩や炭酸塩が形成されたと説明した. 待ちの山超マフィック岩体に観察された蛇紋岩化作用を伴うブロックインマトリックス構造は、以上のように大島超マフィック岩体で報告された構造と規模を含めて (Fig. 5) よく似ている. 従って、待ちの山のブロックインマトリックス構造は、夜久野オフィオライト全体の衝上運動に伴って断層直上の超マフィック岩体が破碎され、それと同時に、もしくは後に流体が侵入して蛇紋岩化しながら剪断変形したことによって形成されたと推定される (Fig. 7).

謝辞

本研究の露頭調査および試料採取は、福井県嶺南振興局の許可を得て実施された. 道林研究室卒業生の鈴木慎人氏には現地での調査補助や試料提供などを含めて多くの助言を、道林研究室のその他の学生諸氏 (佐津川貴子・上原茂樹・大原達也・井元 恒・藤井彩乃・植田直彦・新海優里・木野雅史・草深雄哉・沼野裕太) には、ゼミや調査で多くのご支援をいただいた. 針金由美子博士 (産業総合研究所地質情報研究部門), 平内健一博士 (広島大学地球惑星システム学・日本学術振興会特別研究員) として石渡明教授 (東北大学東北アジア研究センター) には、原稿を読んで有益なご意見をいただいた. 本研究の一部には、日本学術振興会科学研究費補助金と東京大学地震研究所特定共同研究「地震発生の素過程」による支援を受けた. 以上、ここに記して感謝の意を表します.

引用文献

- Herzig C. T., Kimbrough D. L. & Hayasaka Y. (1997), Early Permian zircon uranium-lead ages for plagiogranites in the Yakuno ophiolite, Asago district, Southwest Japan. *Island Arc*, **6**, 396–403.
- Hirauchi K. (2006), Serpentinite textural evolution related to tectonically controlled solid-state intrusion along the Kurosegawa Belt, northwestern Kanto Mountains, central Japan. *Island Arc*, **15**, 156–164.
- Hirauchi K. & Yamaguchi H. (2007), Unique deformation processes involving the recrystallization of chrysotile within serpentinite: implications for aseismic slip events within subduction zones. *Terra Nova*, **19**, 454–461.
- Hirauchi K., Katayama I., Uehara S., Miyahara M. & Takai Y. (2010), Inhibition of subduction thrust earthquakes by low-temperature plastic flow in serpentine. *Earth and Planetary Science Letters*, **295**, 349–357.
- 石渡 明 (1978), 舞鶴帯南帯の夜久野オフィオライト概報. *地球科学*, **32**, 301–310.
- Ishiwatari A. (1985), Granulite-facies metacumulates of the Yakuno ophiolite, Japan: evidence for unusually thick oceanic crust. *Journal of Petrology*, **26**, 1–30.
- 石渡 明 (2001), 大飯—大島半島の夜久野オフィオライト. *日曜の地学6 北陸の自然をたずねて* (北陸の自然をたずねて編集委員会編著), 築地書館, 東京, 10–15.
- 石渡 明 (2006a), 大島半島南部舞鶴帯夜久野オフィオライトのマントルかんらん岩と衝上断層. *日本地方地質誌4 中部地方* (日本地質学会編), 朝倉書店, 186–187.
- 石渡 明 (2006b), 赤礁崎と片江鼻 超丹波帯の地層と衝上断層. *日本地方地質誌4 中部地方* (日本地質学会編), 朝倉書店, 192–193.
- Ishiwatari A. & Hayasaka Y. (1992), Ophiolite nappes and blueschists of the Inner Zone of Southwest Japan. In: Kato H. & Noro H. (eds.) *29th IGC Field Trip Guide Book*, Vol. 5, Geological Survey of Japan, Tsukuba, 285–326.
- 石渡 明・中江 訓 (2001), 福井県若狭地方の夜久野オフィオライトと丹波帯緑色岩. *日本地質学会第108年年会* (金沢) 見学旅行案内書 (石渡 明編), 67–84.
- 黒川勝己・まちの山団体研究グループ (1975), 福井県・まちの山超苦鉄質岩体の構造について. *日本地質学会第82年学術大会講演要旨*, 116.
- 竹中正雄 (1979), 小浜湾周辺〈大島半島 (待ちの山)・内外海半島〉. *日曜の地学6 北陸の地質をめぐって* (粕野義夫編著), 築地書館, 東京, 16–24.
- 道林克禎・鈴木慎人 (2010), 夜久野オフィオライト待ちの山超マフィック岩体の微細構造発達と蛇紋岩化プロセス. *地球*, **32**, 184–188.