露頭紹介　–西山，川久保渓谷中流に見られる緑色岩周辺–

楠　利夫

同志社女子中・高等学校　Tkusunoki@ma2.seikyou.ne.jp

キーワード：京都西山，枕状溶岩，高槻層，本山寺コンプレックス

（受付：2007 年 1 月 26 日）

Ⅰ．はじめに

「川久保–ポンポン山巡検コース」は高校生の地学巡検や中・高校の先生方の地質巡検，一般向け地質巡検，地質学会の地質巡検など，いろいろな方面に利用されています。しかし，巡検案内書（楠ほか，2001；武蔵野ほか，2005）には各露頭の概略説明はありますが，地帯や地質ユニット境界についての詳細な説明はありませんでした。特に，川久保渓谷中流に見られる海底玄武岩溶岩（特に中・古生界の苦鉄質岩は低温の変成作用を受けたり，変質していることが多く緑色岩と呼ばれることが多い）の露頭周辺は，ペルム紀新世の超丹波帯相当層と三畳紀中世後期～新世前期の丹波帯本山寺コンプレックスとの地帯区分境界に当たりますが，調査中であったため枕状溶岩の簡単な解説のみで詳細な説明はされていません。そこで，京都西南部地域の近年の調査結果（宮地ほか，2005；菅森，2006）や最近わかってきたこと（楠ほか，準備中）をふまえ，川久保中流の緑色岩類周辺の露頭を詳しく紹介します。

Ⅱ．地質説明

超丹波帯は，新潟の佐渡島から長野県，福井県，京都府北部，兵庫県へと狭長に分布しているペルム紀新世の付加体です。近畿圏では舞鶴帯と丹波帯の間に超丹波帯が分布しますが，兵庫県南部から京都府中南部にかけては，桜井–山下シンフォームの軸部に衝上断層で丹波帯の上位に重なるように分布し，砂岩主体でペルム紀新世（菅森，2006）の整然層（付加体のような起源や年代が異なる岩石でできた混在岩ではなく，整然と積み重なってできた正常堆積物から成り立っている地層）とされています。この整然層は大阪府北部の北摂山地では高槻層と呼ばれています。

高槻層は砂岩と泥岩を主体とし，砂岩組成から後背地が推定され火成活動が活発な陸弧や島弧（火成弧や火山弧）起源とされています。また，高槻層砂岩には海緑石が含まれており，チャートを含まず付加体特有の変形を示さないことなどから，陸棚などの前弧海盆堆積物と考えられています。一般に，海緑石は浅海性の堆積岩中に見いだされており，静穏な堆積環境下の海底風化によって形成されるとされているからです。

丹波帯は“ジュラ紀の付加体（図 1 のⅠ型・Ⅱ型地層群とした部分）”と考えられてきましたが，最近になって北摂山地から京都西山にかけて三畳紀中世後期から新世の付加体（図 1 のⅢ型地層群（フィールド名）とした部分）もまとまって分布すること

が明らかになっています（宮地ほか，2005；菅森，2006）。

紹介する露頭付近は，高槻層内にある桜井向斜（丹波帯を含めて構造を示す場合はシンフォームと呼ぶ）が東で閉じる北翼東端部に位置し，超丹波帯相当の高槻層から丹波帯本山寺コンプレックスへの地帯境界に当たり，年代・堆積環境・岩相が大きく変化する付近で，連続で露頭を観察できます（図１中央◎の観察ポイント）。

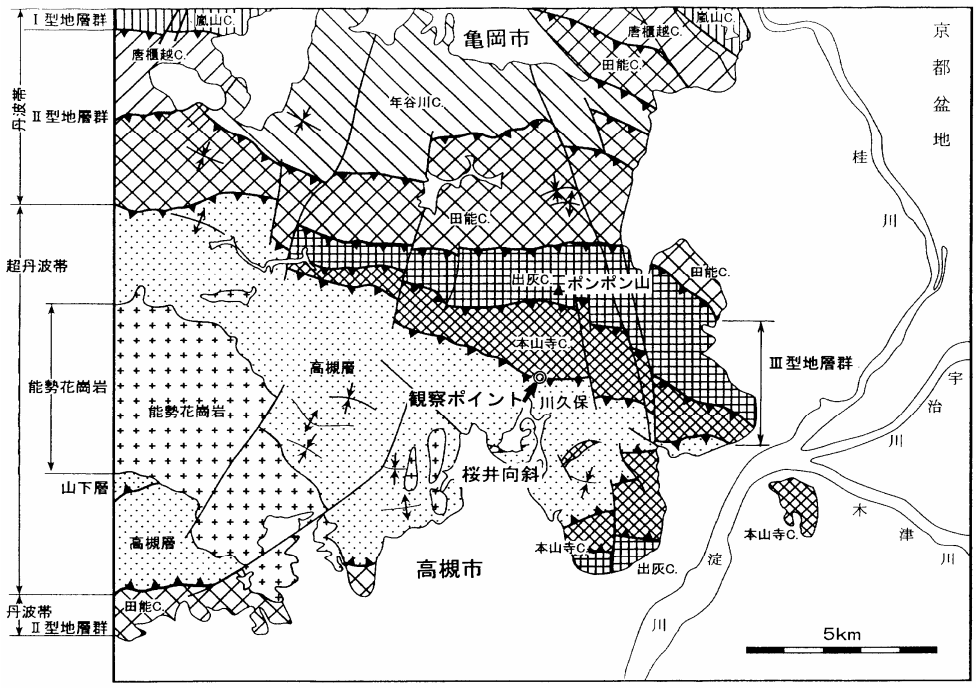

図１　京都西南部地域の地帯及びユニット区分図。中央部やや下の地帯境界付近が観察ポイント（◎）C. :コンプレックス（宮地ほか，2005 を改変作成）.

Ⅲ．ルートと観察のポイント

高槻市の北部，川久保渓谷（川久保からポンポン山への林道）は京都府と大阪府の府境となるポンポン山の南で，水無瀬川水系の上流に位置しています。紹介する露頭の地理的位置は（図 2）は，川久保から北へ約 1.5km の川久保渓谷中流で，渓谷の林道と毘沙門本山寺へ向かう林道との分かれ目あたりです。

地点①：スランプボール

河床露頭は渓流で洗われているため産状がよく観察でき，スランプボールであることがわかります。スランプあるいはスランピングは，未固結または半固結の堆積物が水底の斜面を重力の作用により，一団となって滑落する堆積物二次移動の一形式で，その結果生じた地層をスランプ堆積物またはスランプ層といいます。スランプボールと呼ばれる岩相は，相対的に泥質物が多い砂泥互層のスランピングの際に，泥中に砂岩がボール状やレンズ状にちぎれて偽礫として含まれるようになった堆積物です。このような堆積物は海溝陸側斜面の崩壊堆積物に多く見られます。河床の露頭に見られ

る堆積物は，陸源性の高槻層砂岩と泥岩のみで構成されることから，海溝陸側斜面上の高槻層の崩壊によるもので，海洋底の玄武岩や遠洋性のチャートなどの起源を異にする岩石を含み，特有の変形を示すような付加体のメランジュではありません。

地点②-1，②-2，②-3，②-4，②-5，②-6，②-7：高槻層砂岩基底部

西山周辺では高槻層の砂岩と緑色岩の関係は，衝上断層で地帯境界をなすものとされています。確かに露頭地点②-3，②-4，②-5，②-6，②-7 では断層関係で認められます。ところが，最近少し異なった関係を示す露頭が林道脇（②-1）とその延長の河

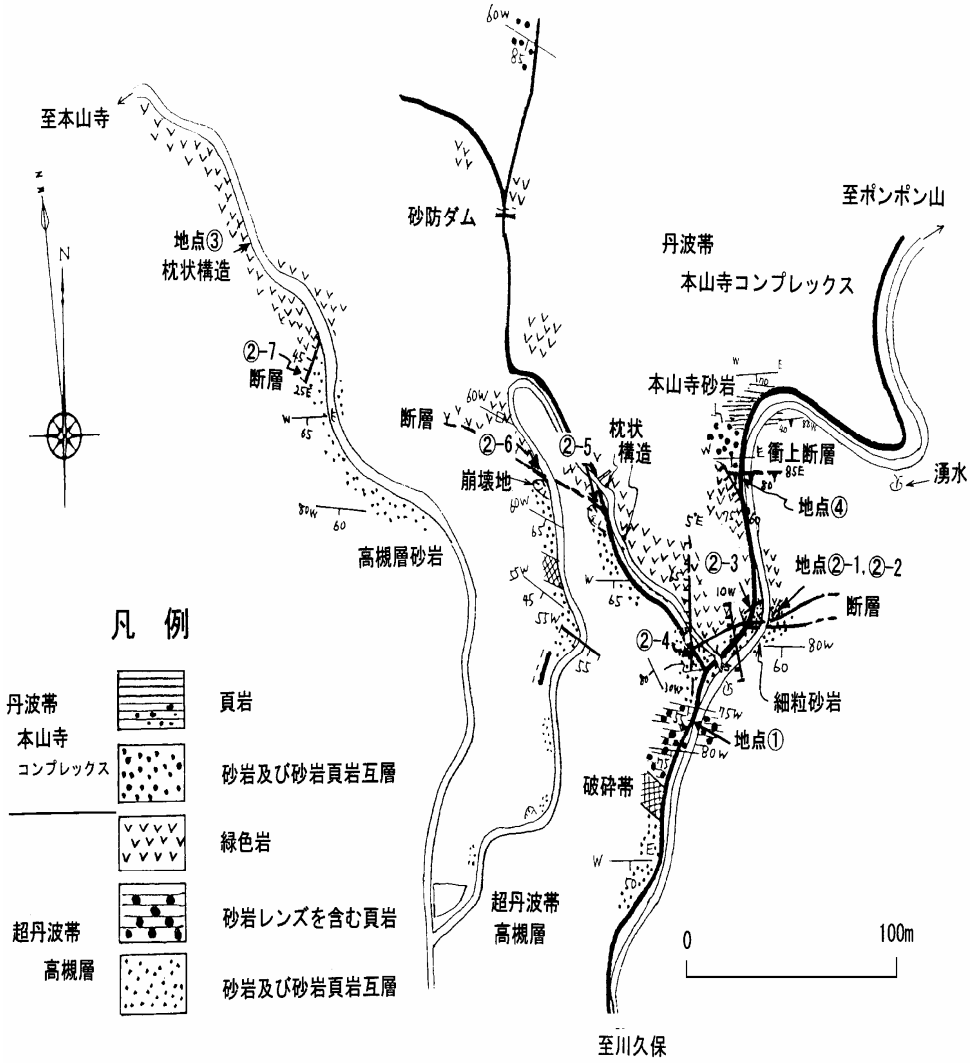

図 2　露頭観察ルートの概略図．露頭地点は①から④の番号．

床（②-2）で見つかりました。その 1 つ，林道沿いに見られる岩相境界部（図 3）では，スケッチの中・上部でハイアロクラスタイト（水による急速な冷却作用によって破砕され，その破片からなる岩石）から黒色泥岩へは漸移していますが，黒色泥岩か

ら高槻層砂岩へはわずかなすべり面が認められます。境界スケッチの下部は頁岩が風化し抜けているため，一部空洞化した部分が認められますが，露頭全体はよく固結し，砂岩はやや波打っている様子が観察できます。砂岩や緑色岩に構造変形はありません。つぎに，図 3 の露頭の走向方向で，河床左岸の取水口水路脇に見られる露頭（②-2）を観察します。

河床の砂岩と緑色岩の岩相境界部（図 4）は浸食されてやや窪んでいますが，直接密着しています。砂岩は高槻層で，平行葉理や級化などの内部堆積構造が認められる部分もあります。それらは小断層や小褶曲があり，周辺で途切れてなくなっています。緑色岩はおもにハイアロクラスタイトで，高槻層の走向傾斜に調和的な黒色頁岩を挟む部分が認められます。また，水没しているため観察は難しいですが，露頭西側（スケッチ右側のハッチ部分）の岩相境界部は風化変質していて白色に見えやや石灰質です。この石灰質の岩石と砂岩・緑色岩の境界は横Tの字型にぶつかっています。この露頭からやや上流の河床（小川の中）を見ると，同様の岩石が南北方向に緑色岩を貫いており，この石灰質の石が岩脈であることがわかります（図 5）。岩脈と高槻層砂岩との境界は水圧破砕され不規則に流動化しており，柔らかい堆積物のときに貫入したと考えられます。ハイアロクラスタイトと泥岩の互層の岩石を割って見ると，岩脈が貫入している北東から南西（スケッチ図 4 の右下から左上）へ軟らかい地層を南西へめくり上げて崩し，一定の方向に傾斜したような変形が

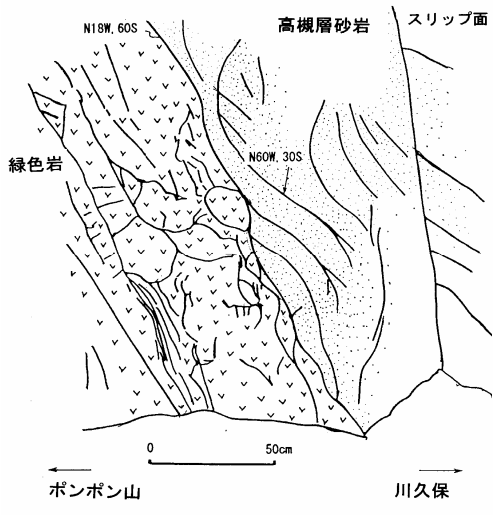

図 3 地点②-1 の林道脇露頭のスケッチ.

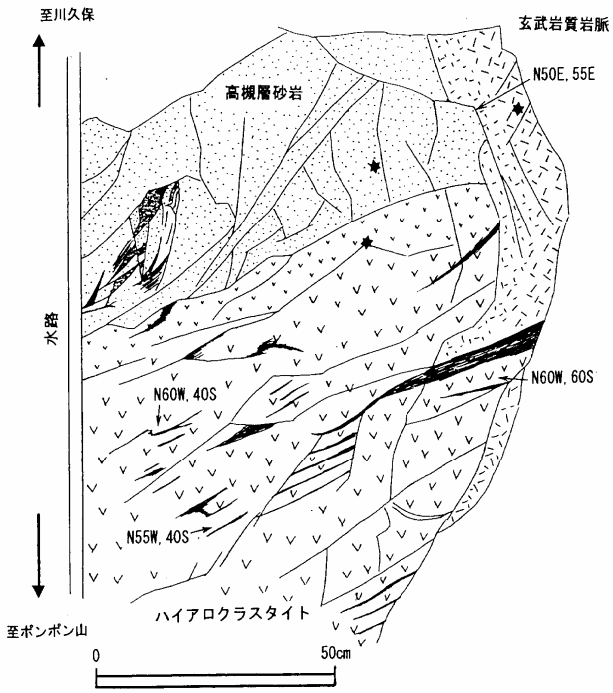

図 4　地点②-2 の河床左岸の露頭高槻層と緑色岩の境界を貫入している玄武岩質岩脈のスケッチ.

観察できます。岩脈は風化変質著しいですが薄片観察から玄武岩質で，細粒砂岩のほかに黒色をした玄武岩質の角礫状捕獲岩が多く含まれ，岩脈の中央ほど礫径が大きい特徴を示しています。これらのことから，「高槻層砂岩が堆積しはじめたペルム紀後期に，陸棚付近の海底で玄武岩が噴出し，高槻層の堆積後まもなく玄武岩質の岩脈（図6の左下の岩脈）が貫入し軟らかい堆積物に流動変形を与えた。」と考えられます。

②-3 では，上記の地点の上流側の緑色岩類の間に高槻層砂岩が見られます。下位の緑色岩とは断層で，上位の緑色岩とは露頭欠如です。また，その走向延長の林道脇の緑色岩には 2 層準に厚さ数 cm の黒色頁岩を挟んでいます。

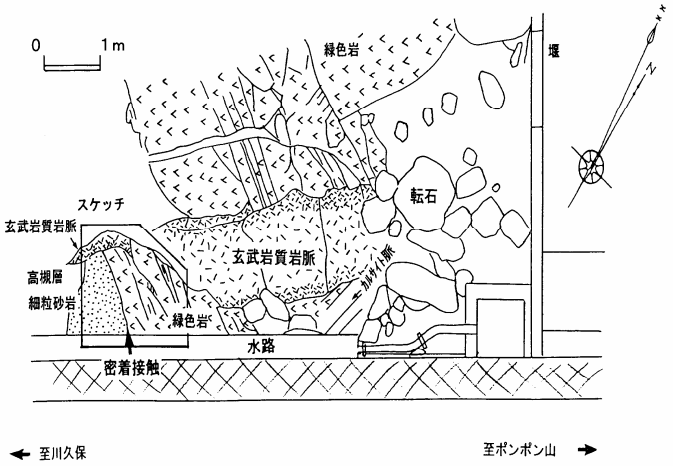

図5　スケッチ図4の位置と玄武岩質岩脈の位置関係.

②-4 の毘沙門本山寺へ向かう小川の河床付近では，高槻層砂岩と緑色岩類との境界は断層で，約 1m の幅をなし境界不明となっています。この断層は東側走向の地点②-1 と②-2 の直ぐ南側にある断層へ連続します。

②-5 の小川の河床付近と露頭地点②-6 の林道沿いの境界付近の露頭では，崩積土のために露頭欠如となっています。

②-7 の舗装された本山寺参道脇の露頭では，幅約 5cm の粘土を挟んだ明瞭な断層が見られます。断層の走向傾斜は N25E，45N で，境界断層を挟んで南側が高槻層砂岩，北側が緑色岩です。

これら②-3～7 で見られる露頭の断層は固結度などから見ていずれも新しく，地帯境界を成す構造形成に関わった古い衝上断層とは無関係です。また，新たに②-1 と 2 が見いだされた事から，高槻層砂岩と緑色岩との関係は衝上断層ではなく，本来堆積接触関係と考えられ，同じ地帯に属するペルム紀の岩石であることがわかります。

地点③：枕状溶岩とピローブレッチャー

露頭に見える岩石は，横断面の外形が枕やシュークリームのような団塊を幾つも積み重ねたような形態で，枕状溶岩（図 6 右側の□の中，図 7 の左）と呼ばれています。一般に，枕状溶岩はガラス質の緻密な皮殻を持ち，中心部に放射状の節理があります。これはガスの分離が乏しく高温で粘性の小さい玄武岩質溶岩が，海底などの水底で流動し急冷されることによって生じます。横断面の外形は大きなシュークリームの重なりに見えますが，立体的に見ると直径が数 cm～数 m の枕状（楕円体状，円筒状，チューブ状）の溶岩塊の集合から成っています。さらに，1 つの枕をなす岩塊を立体的に見るとピローローブ（pillow lobe）と呼ばれる舌状の細長い形態をしていて，各岩塊は重力による下方の隙間への垂れ下がりの形態（断面では滴を逆にしたような形）

が認められることがあります。また，ピローブレッチャー(図 6 と図 7 の右図)は，高温の枕状溶岩流が海底の海水で急冷破砕されるため，枕状溶岩流の先端部などで崩れて枕状団塊の破片が崖錐状に堆積して，緑色岩の中に枕状溶岩の破片を含んだ状態の岩石の産状を表現するときの呼び名です。川久保渓谷中流の緑色岩の産状を詳しく観察していくと，ハイアロクラスタイトやピローブレッチャーが主体をなしていることがわかります。

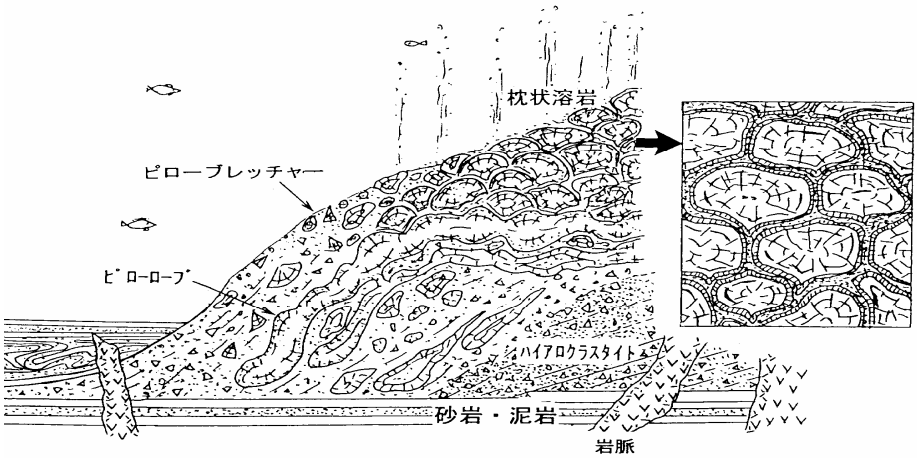

図 6　海底玄武岩溶岩流の枕状溶岩とピローローブ，ピローブレッチャー，岩脈などの模式図（久城ほか，1989 を基に改変作成）．左端のスランプ堆積物は，高槻層を想定.

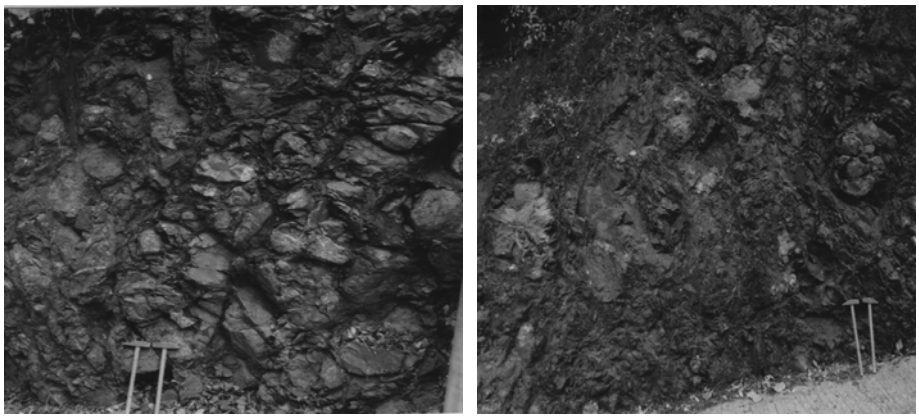

図 7　毘沙門本山寺参道沿いに見られる海底玄武岩溶岩露頭.
（左）枕状溶岩，（右）ピローブレッチャー

<u>地点④：地帯境界の衝上断層</u>

本山寺コンプレックスの砂岩とハイアロクラスタイトとの境界が見られます（図 8）。岩相境界の下盤（北側）の本山寺コンプレックスの砂岩は，肉眼やルーペで砂岩の粒子が確認できないような砂岩です。砂岩の顕微鏡薄片の観察で，粉砕帯や滑り面に沿う斜長石のドミノ状割れ，石英の圧力溶解などが見られることから，カタクレ

ーサイト（cataclasite）となっていることがわかります。カタクレーサイトは地殻浅所の比較的低温・低圧の条件下で岩石に応力が加わり脆性破壊を生じた岩石で，再結晶を伴うことなく鉱物の破砕や粒状化が進行し固結した破砕岩の総称です。破砕岩片（鉱物片）や細粒粉砕基質部の量比から 3 段階に区分され，特に肉眼で認定できる面構造を持つものを，葉片状カタクレーサイトと呼んでいます。境界南側の緑色岩類はハイアロクラスタイトが葉片状カタクレーサイト化し，周辺のピローブレッチャーはレンズ状に細長く引き伸ばされています。このカタクレーサイト化した砂岩と緑色岩露頭から約 10m 上流（北側）には，肉眼でも粒子を確認できる変形の少ない本山寺コンプレックスの砂岩が認められます。緑色岩と本山寺コンプレックス砂岩の境界は渓流に沿う南北性の断層で少しずれ，西側の急な崖を北西方向に続きます。この岩相境界の断層が，超丹波帯相当と丹波帯コンプレックスの境界です。

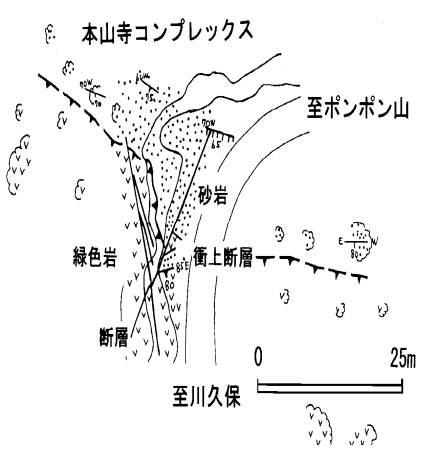

図 8 渓谷中流の緑色岩と本山寺コンプレックス境界付近のスケッチマップ.

謝辞

本露頭を紹介するに当たり，京都教育大学の武蔵野實副学長，同大学研究生の三上禎次博士，大阪府立箕面東高校の貴治康夫教諭には現地においてご討論いただいた。また，上記の方々には投稿前論文の露頭スケッチを使わせていただいた。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

文献

久城育夫・荒牧重雄・青木謙一郎　1989．日本の火山．206 pp．岩波書店.

楠　利夫・井本伸広・丹波地帯研究グループ　2001．京都西山，中古生代の地層観察-露頭からわかること-．フォーラム理科教育，**3**，28-38.

楠　利夫　2004．京都西山の地質構造からプレートテクトニクスを学ぶ．フォーラム理科教育，**6**，5-18.

楠　利夫・武蔵野　實・貴治康夫・三上禎次　(準備中)．京都西山，超丹波帯相当の高槻層と丹波帯本山寺コンプレックス境界に分布する緑色岩の産状と帰属（仮）.

宮地良典・楠　利夫・田結庄良昭・武蔵野　實・井本伸広　2005．京都西南部地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），90 pp．地質調査所.

武蔵野　實・楠　利夫・丹波地帯研究グループ　2005，京都西山山地の超丹波帯・丹波帯．日本地質学会第 112 年学術大会 見学旅行案内書(京都)，1-14.

菅森義晃　2006，京都西山地域の上部ペルム系高槻層，中部三畳系島本層及び三畳紀堆積岩複合体．地質雑，**112**，390-406.