

フィッシュントラック法による 付加体の熱年代学

田上高広¹⁾・長谷部徳子²⁾

1. はじめに

フィッシュントラック(FT)法は、ウランの天然での核分裂を用いた年代測定法であり、岩石の温度履歴の解析に広く用いられている。本論では、その原理や方法論をレビューするとともに、日本列島の基盤を成す付加体の成長についての応用研究も併せて紹介する。

年代測定のためのFT法は、1970年代を通じて技術的には確立された。また、その統計学的解析法(χ^2 検定やRadial Plot)や年代標準試料を用いた年代値較正法(ゼータ法)も、1980年代において研究が進められ広く用いられてきた。他の年代測定法と比較した場合、FT法の特徴は、放射年代による温度履歴解析(いわゆる熱年代学)に適していることであろう。その理由としては、(1)年代値の若返りは加熱のみによって起こること、(2)閉鎖温度が低く、温度上昇に敏感であること(第1表)、(3)試料ごとに単結晶年代が得られるので、その分布から年代値の若返りが詳細に解析できること、(4)トラックの長さ分布から、定量的な温度履歴の逆解析(インバージョン)が行えること、が挙げられる。これらの原理や分析法そして方法論については、多岐にわたり、また、これまで多くの論文において紹介されている。ここでは、それらのうち邦文のものを2, 3紹介するにとどめる。例えば、概説としては西村(1985)・檀原(1995)、熱年代学では角井(1988)を参照されたい。

2. 四万十付加体研究の背景

付加体はプレート沈み込み境界の陸側に形成され

る地質体であり、その進化を明らかにすることは、大陸成長や造山運動を理解するための重要な鍵となる。付加体の構造や形成過程の解明は、とりわけ1980年代において、音波探査や海底掘削などにより著しく進んだ(Moore and Silver, 1987)。その結果、付加体の先端部分における物質移動の大枠は確立されたといえよう。また、付加体の力学的特性も、Coulomb failureなどを用いたウェッジモデルの発展により理解が深められてきた。しかしながら、その内部での物質移動については依然よくわからないことが多い。現在陸上に露出している、かつて沈み込み境界で形成された付加体の研究から、長い時間スケールでの付加体進化の全体像を解き明かすことができるかもしれない。

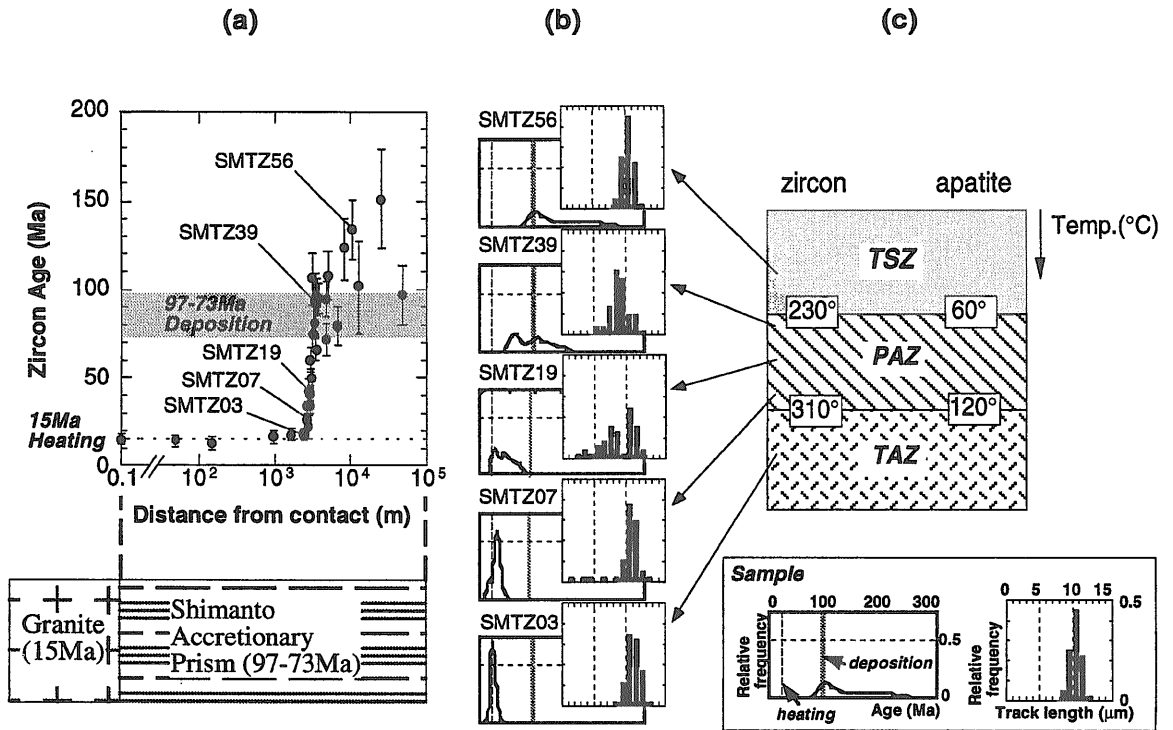
西南日本に分布する四万十帯は、現存する陸上の付加体のなかで最も地質情報が豊富でよく確立されたものの1つである(Taira et al., 1988)。四万十帯は白亜紀から中新世にかけてユーラシア大陸東南縁に形成された。その大部分は非変成ないし弱変成

第1表 地質学的時間スケールでの放射年代測定法の閉鎖温度

Method	Mineral	Closure temperature (°C)	Cooling rate (°C/m.y.)
FT	Apatite	100 ± 10	1 - 10
K-Ar	Microcline	150 ± 30	—
K-Ar	Plagioclase	200 - 250	~10
FT	Zircon	260 ± 50	~10
FT	Sphene	290 ± 40	~10
K-Ar	Biotite	280 - 345	1 - 100
Rb-Sr	Biotite	320 ± 40	~10
K-Ar	Muscovite	~350	—
Rb-Sr	Muscovite	500 ± 50	—
K-Ar	Hornblende	480 - 580	5 - 1000
U-Pb	Monazite	~530	—
U-Pb	Zircon	~650 - 750	—
Rb-Sr	Whole-rock	Crystallization	—

1) 京都大学大学院理学研究科：〒606 京都市左京区北白川追分町
2) 金沢大学理学部

キーワード：熱年代学、フィッシュントラック、付加体、造山運動



第1図 地質学的時間スケールでのフィッシュン・トラックの温度特性。(a) 四万十帯の上部白亜系(堆積年代73-98Ma)に高月山花崗閃緑岩が15Ma頃貫入した際、その二次的加熱により生じたジルコン年代(試料ごとの平均値)の若返り、(b)代表的な5地点における各試料の単結晶年代分布(左側)とトラックの長さ分布(右側)の温度上昇による変化、及び(c)それらに対応する3つの温度域(TSZ = total stability zone, PAZ = partial annealing zone, TAZ = total annealing zone)。PAZの上限と下限の値は、それぞれ10my程度の加熱時間に対応。

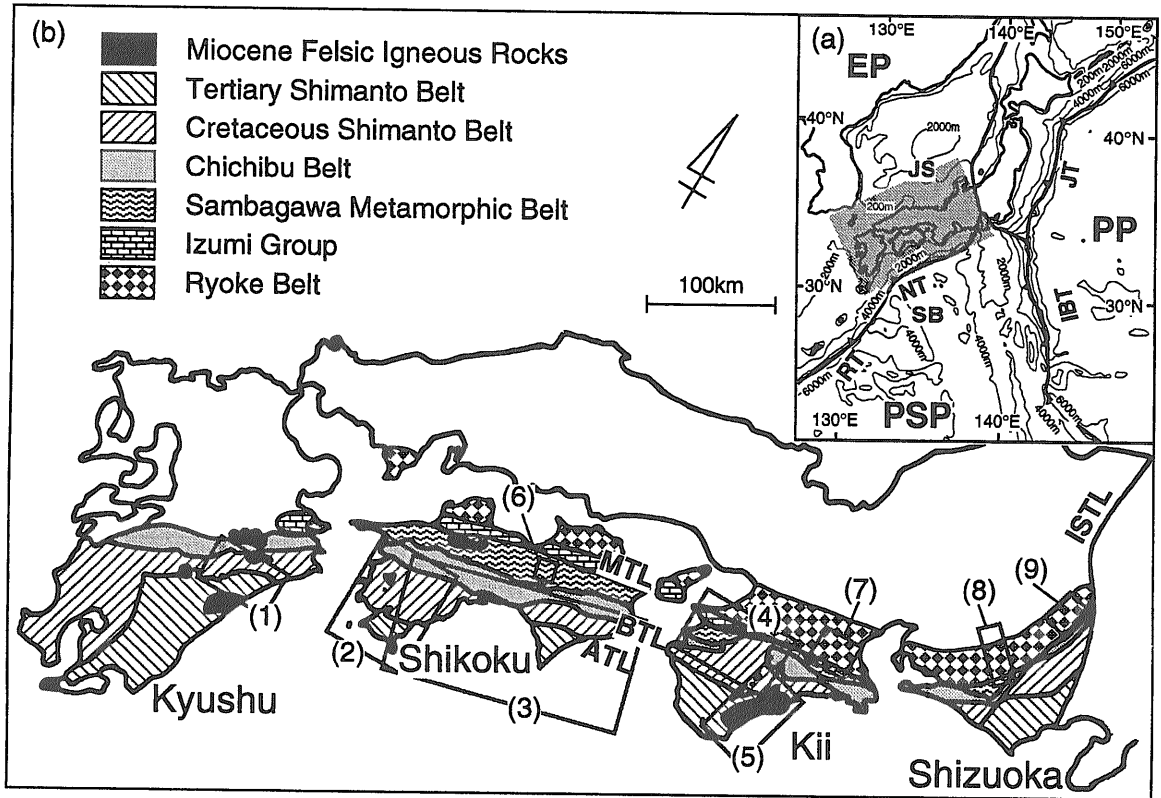
であり、最高到達深度は10-15km、また、最高到達温度は200°-300°C程度と推定される(Toriumi and Teruya, 1988)。付加体を含め、一般に地質体の物質移動を復元するには、その温度-圧力-時間パスを解析するのが有効な方法である。四万十帯のような変成度の低い地質体においては、とりわけ、温度履歴の解析が重要な手段となろう。加えて、付加体の主要な構成要素である海溝堆積性タービダイト中の砂岩には、一般に、ジルコンやアパタイトが碎屑物として含まれておりFT解析に有用である。ここでは、FT熱年代学を用いて四万十付加体の物質移動を復元し、併せて、付加体の進化について考察する。

3. 付加体の熱年代学

年代データから温度履歴を正確に復元するためには、地質学的時間スケールでの年代時計の温度特性、すなわち閉鎖温度や準安定温度域(後述の

PAZ;第1図(c))が明らかでなければならない。FT法の場合、アパタイトの温度特性は、室内実験と堆積盆のボーリング試料解析から非常に精度よく決定されている。従来精度の悪かったジルコンの特性についても、近年の精密な加熱実験データ(Yamada et al., 1995及びその引用文献参照)と、超深層ボーリング試料や貫入岩体周辺部の解析により、定量解析可能なレベルまで明らかになってきた。

では、付加体の温度履歴は年代データからどのように復元されるのであろうか?第1図は、地質学的時間スケールでのFTの熱安定性を、アパタイトとジルコンについて示したものである。地温の上昇に伴って年代値が連続的に若返ることが、室内での加熱実験から予想されるが、それを我々は地質学的時間スケールで確認した(Tagami and Shimada, 1996;第1図(a))。約15Maに貫入・冷却した高月山花崗閃緑岩の加熱によって、四万十帯の砂岩中のジルコンFT年代(試料ごとの平均値)がどのように変化す



第2図 西南日本四万十帯周辺での研究地域(未公表データも含む)。(1)九州東部,(2)足摺(Tagami and Shimada, 1996),(3)室戸周辺(Hasebe et al., 1993a),(4)紀伊半島中西部,(5)熊野酸性岩類(Hasebe et al., 1993b),(6)三波川帯大歩危ユニット(Shinjoe and Tagami, 1994),(7)(8)(9)領家帯(Tagami et al., 1988)。

るかを、貫入岩体から東方の一つのルートについて精査した(第2図(2))。その結果、4km以遠では堆積年代より古く後背地を反映した年代を示すが、岩体に近づくに従い3km前後で連続的に若返りを示し、それより岩体近傍では二次的加熱の時期である15Maに一致することがわかった。

さらに、年代値の若返りにともない、各試料中の単結晶年代とトラックの長さの分布がどのように変化するかを調べた(第1図(b))。単結晶年代分布(左側)は、当初、堆積年代より古く幅広い分布を示し(SMTZ56)、温度上昇に伴って次第に15Maへと若返りながら単一ピークの鋭い分布に変化していく(SMTZ39から03)。これに対し、トラック長分布(右側)は、当初単一ピークの分布を示し(SMTZ56)、次第に短縮し分布の幅が広くなり(SMTZ39から19)、短いトラック成分が減っていき(SMTZ07)、最後は再び長い単一ピークの分布へ戻る(SMTZ03)。トラック長は加熱により短縮するのだが、ここでは、15Ma

以前と以後の2つの長さ成分の重ね合わせになっていることに注意されたい。つまり、ジルコン形成後15Maまでに時間とともに形成・蓄積されたトラック(第一成分)は、15Maの二次的加熱により次第に短縮し消滅する(例えばSMTZ19と07の長さ分布において8 μ m以下の部分に明瞭に見られる)。しかし、15Ma以後あらたに形成・蓄積されるもの(第二成分)は、加熱されず長いままである(例えばSMTZ03)。従って、第一成分が消滅するまでの長さ分布(SMTZ56から07)には、2つの成分が重なり合っているわけである。

以上述べたように、付加体中の鉱物がいろいろな温度まで二次的に加熱される場合、温度上昇に対応して、特徴的な単結晶年代分布とトラックの長さ分布が形成される。これを利用することにより岩石の温度履歴を復元することができる。第1図(c)は、FT熱年代学により解析できる温度域を示したものである。上より、トラックが熱的に安定な温度域(TSZ)、短縮

する温度域(準安定温度域; PAZ), 消滅する温度域(TAZ)であり, 鉱物によってそれぞれ異なった温度に対応する。PAZの上限と下限はアパタイトでは低く, それぞれ約60℃と120℃であるが, 一方ジルコンでは約230℃と310℃である。前述した年代と長さの分布(第1図(b))に対応する温度域を矢印で示した。これらの情報を組み合わせることにより, 詳しく温度履歴を復元することができる。

4. 四万十付加体の温度履歴

我々がこれまでに行った四万十帯およびその周辺での研究地域を第2図に示す。四万十帯の広域的な温度履歴を復元するにあたり, 中新世花崗岩の貫入の痕跡が見られず, また帯状配列に乱れや曲がりのない(3)の室戸地域を標準として, まずいろいろなユニット間や岩相間での温度履歴の比較を行った(Hasebe et al., 1993a)。その結果, 以下の事実が明らかになった。

- (a) アパタイトの年代はユニットや岩相に関係なく, 約10Maで一致する。これは, 四万十帯砂岩の原岩年代や堆積年代よりも一貫して有意に若く, 二次的な温度履歴を反映している。統計的検定の結果, ほぼ全ての試料において粒子年代がよく一致し, 一つの母集団に属することがわかった。これらのことから, 得られた年代値は中期中新世における120℃以上から60℃以下への広域的冷却を示すと解釈される。
- (b) ジルコンの粒子年代とトラック長の分布は, 150°から300°程度での多様な温度履歴を反映して, 試料間で有意に異なっており, 次の(c)から(f)の特徴をもつ。
- (c) メランジェ相とそれに近接するコヒーレント相との間で, 系統的な温度差は検出されない。
- (d) 広域的に見ると, 四万十北帯の方が南帯よりも最高到達温度が高い。また北帯中のメランジェ・ユニット(Zone 2, 3a, 3b)を比較すると, 南側(3a, 3b)より北側(2)の方が最高到達温度が高い。
- (e) メランジェZone2では, 場所によって有意な温度差が存在する。比較的高温に達した地域からの年代とトラック長のデータは, 69Ma頃にジルコンPAZ下部(290℃程度)までの加熱があり, その後冷却したことを示唆する。
- (f) 室戸半島先端に分布する中新世はんれい岩体の

熱影響は極めて局所的である。

次に, 四万十帯の温度履歴が島弧に沿ってどのように変化するかを明らかにするため, 変成度のより高い九州東部(第2図(1))と紀伊半島中西部(第2図(4))において比較を行った。特に紀伊半島は, 四万十帯が直接中央構造線に接している地帯構造上興味深い地域であり, 周辺の三波川帯や領家帯も併せて解析した。これにより, 以下のことが明らかになった。

九州地域

(g) アパタイトの年代は, 室戸地域と同様に二次的な温度履歴を反映しており, 約8Maにおける120℃以上から60℃以下への冷却を示す。

(h) ジルコンの年代は, 室戸と同様に, 北帯の方が南帯よりも最高到達温度が高いことを示す。但し北帯内部では, 延岡スラストに近い南側の方が温度が高く, 66Ma頃にジルコンPAZ下部(290℃程度)までの加熱があり, その後冷却したと解釈される。

紀伊地域

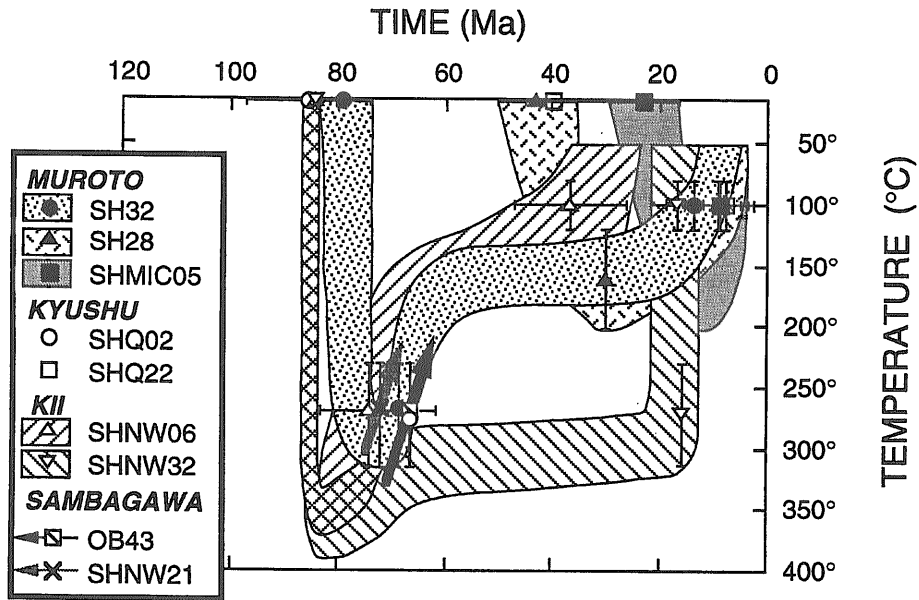
(i) アパタイトの年代は, 室戸地域と同様に二次的な温度履歴を反映している。中央部の四万十帯と領家帯が直接接する地域では, 両者から約15Maの冷却年代が得られた。一方, 三波川帯が広く分布する西方の四万十帯は, 有意に古い約36Maの冷却年代を示す。

(j) ジルコンの年代から, 最高到達温度と冷却の時期が場所により大きく異なることがわかる。上述の中央部でも, 特に変成度の高い四万十帯の3地点では約15Maの年代が得られており, ジルコンTAZ(約310℃以上)まで加熱された後の冷却を記録している。またその西方から, 約74Maの冷却年代も得られた。しかし, 他の地点は温度が低く, ジルコンPAZ(約230°-310℃)までの加熱であつたらしい。

(k) 四万十帯と接する中央部の領家帯は, 約68-55Maのジルコン冷却年代を示す。これは, 他の地域の領家帯(第2図(7), (8), (9))のデータ(Tagami et al., 1988)と良く一致する。

(l) 西部の三波川帯からは, 約72Maのジルコン冷却年代が得られた。これは, 四国中央部の大歩危ユニット(第2図(6))のジルコン冷却年代約69-56Maより少し古い。

以上より復元される温度履歴を第3図にまとめた。特筆すべき点としては, 四万十北帯と三波川帯での



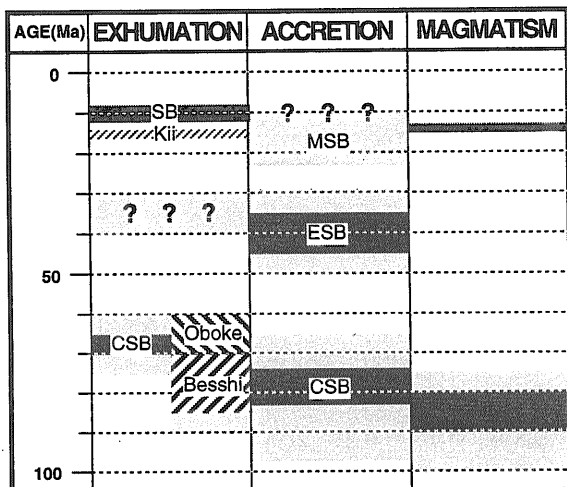
第3図 各地域における代表的な試料についての温度履歴。約70Maと10Maの広域的冷却と15Maの局所的冷却が特徴的。四万十帯：室戸 (SH32=上部白亜系, SH28=始新統, SHMIC05=下部中新統), 九州 (SHQ02=上部白亜系, SHQ22=始新統), 紀伊 (SHNW06=上部白亜系, SHNW32=変成度の高い上部白亜系), 三波川帯：大歩危 (OB43), 紀伊 (SHNW21)。SHQ02とSHQ22の履歴はそれぞれSH32とSH28にほぼ一致。

70Ma頃の広域的冷却, 紀伊半島中央部での15Ma頃の急激な局所的冷却, 室戸半島以西の四万十帯全域での10Ma頃の広域的冷却, の3つが挙げられる。

5. 付加体の進化

今回明らかになった四万十帯の温度履歴は, 付加体の進化を考える上でどのような意味を持つのであろうか? まず, 前述の (a) (c) から示唆されることとして, メランジェとコヒーレントは形成後現在隣接するに至るまで, 大きな垂直方向の相対変位は伴わなかったらしい。そして, (d) より, 海溝から離れた古い付加ユニットの方が, より深い物質移動経路をたどっていることがわかる。我々のデータからは, その経路が連続的に深くなるのか, スラストにより段階的に深くなるのかは決定できない。ビトリナイトのデータ (Mori and Taguchi, 1988) も考慮すると, ユニットは見かけ上位のコヒーレントと下位のメランジェを一体として, スラストにより境され段階的に深くなって行くようである。

では, 4. の最後に述べた3つの特徴的冷却年代は, どのような意義をもつのであろうか? 広域的に分布する2つの冷却年代は, 高い古地温勾配が記録されている室戸の中新統を除けば, 広域的な上昇を反映していると考えられる。つまり, 70Maと10Ma頃に四万十付加体中で, 上昇をとまなう物質移動が集中的かつ広範囲に起こったことを示唆する。付加体中の物質移動は, Coulomb failureに基づくウェッジモデル (例えばDahlen and Barr, 1989) によれば, 基本的には新しい物質が付加することにより促進される。事実, 四万十帯には3つの主要な成長時期が認められ (第4図), それらは上昇冷却年代にやや先行しながらそれぞれ良い対応を示す。では, そのような非定常付加・上昇は何が引金になったのだろうか? 付加を支配する要因としては, 海溝への堆積物の供給量と, 沈み込む海洋プレートの速度や角度が考えられる (例えばCloos and Shreve, 1988)。日本列島周辺でのプレート運動復元は, 多くのモデルが提出され興味深い, プレート収束帯の宿命として決して確定的ではなく議論が難しい。しかし, より重要な要因であろう堆積物の供給量については,



第4図 西南日本弧における、外帯付近での大規模火成活動 (Magmatism)、四万十帯の堆積・付加 (Accretion)、四万十帯と三波川帯の上昇・冷却 (Exhumation) の時系列比較。濃い部分はデータの集中する主要な期間を示す。付加体の広域的な上昇が、付加体の側方成長に伴い起こったこと、また、白亜紀と中新世には、それらが大規模火成活動による海溝への物質供給により引き起こされたことを示唆する。これに対して、始新世の付加・上昇は、堆積物の組成も考慮すると、40Ma頃の太平洋プレートの運動方向の変化による付加ウェッジの力学的バランスの変化を反映しているのかもしれない。CSB = 四万十帯白亜系、ESB = 四万十帯始新統、MSB = 四万十帯中新統、SB = 四万十帯全域。

付加体構成物質の解析から推定することができる。四万十北帯の場合、主として酸性の火成岩類から堆積物が供給されたことが知られており、西南日本内帯に広く分布する白亜紀火成岩類からもたらされたと考えられる (例えば寺岡, 1979)。それらの形成年代は、Rb-Sr 全岩アイソクロン年代から見れば主に 90-80Ma であり (例えば Nakajima et al., 1990) 付加の時期と良い対応を示す (第4図)。また、中新世における付加・上昇は、南部フォッサマグナ地域を含む西南日本前縁で起こった中新世酸性火成活動に伴う大量の物質供給と、日本海の拡大による急速な沈み込みと付加によるものであろう。40Ma頃の付加・上昇については、冷却年代が断片的に見られるのみで、全体像は明らかではない。四万十始新統の構成物質から見れば、古い付加体からの輪廻による可能性が高く、40Ma頃の太平洋プレートの運動方向の変化による付加ウェッジの力学的バランスの変化を反映しているのかもしれない。最後に、紀伊半島中央部における 15Ma頃の急速な局所的冷却は、その中心に変成岩があることと帯状配列の乱れを考慮すると、ドーム状の上昇によるものと推定され

る。以上についての、詳細な議論は Tagami et al. (1995) を参照されたい。

参考文献

Cloos, M. and R.L. Shreve (1988) : Pageoph, 128, 455.
 Dahlen, F.A. and Barr, T.D. (1989) : JGR, 94, 3906.
 檀原 徹 (1995) : 第四紀研究, 34, 221.
 Hasebe, N. et al. (1993a) : GSA Spec. Pap., 273, 121.
 Hasebe, N. et al. (1993b) : Tectonophys., 224, 327.
 Moore, J.C. and E.A. Silver (1987) : Rev. Geophys., 25, 1305.
 Mori, K. and K. Taguchi (1988) : Modern Geol., 12, 325.
 Nakajima, T. et al. (1990) : Contrib. Mineral. Petrol., 104, 381.
 西村 進 (1985) : 地学雑誌, 94, 120.
 Shinjoe, H. and T. Tagami (1994) : Tectonophys., 239, 73.
 角井朝昭 (1988) : 地質ニュース, no.402, 50.
 Tagami, T. et al. (1988) : JGR, 93, 13705.
 Tagami, T. and Shimada, C. (1996) : JGR, 101, 8245-8255.
 Tagami, T. et al. (1995) : The Island Arc, 4, 209.
 Taira, A. et al. (1988) : Modern Geol., 12, 5.
 寺岡易司 (1979) : 地質学雑誌, 85, 753.
 Toriumi, M. and J. Teruya (1988) : Modern Geol., 12, 303.
 Yamada, R. et al. (1995) : Chem. Geol. IGS, 122, 249.

TAGAMI Takahiro and HASEBE Noriko (1996) : Thermochronology of accretionary complexes using fission track method.

< 受付 : 1996年5月8日 >