プレート収れん速度の法則 (Otsuki, 1989) の更新 Updating “the laws of convergence rate of plates” by Otsuki (1989)

Abstract

大槻憲四郎*

Kenshiro Otsuki*

2020年8月28日受付.

2021年3月4日受理.

* 東北大学理学研究科名誉教授
Emeritus Professor of Graduate School of
Science, Tohoku University, Sendai 980-
0578, Japan

Corresponding author: K. Otsuki,
kenshiro.otsuki.e1@tohoku.ac.jp

The empirical “laws of convergence rate of plates” proposed by Otsuki (1989) were updated based on a large amount of new data accumulated during the past 30 years, and the parameters of plate kinematics were revised to accord with new plate motion models. The configurations of deeply subducting slabs are described accurately, not only by seismic slab models but also by seismic tomography results. The deformation rates of overriding plates, which have been difficult to calculate precisely, were revised by new paleoseismological and geological investigations as well as the World Stress Map and GPS geodetic research. Excepting the zones of buoyant subduction, 28 subduction zones in total were reexamined. Four subduction zones with slab tips shallower than 200 km (Western Aleutian, West Honshu, South Solomon, and Puysegur) and four subduction zones in some abnormal tectonic situations (Lesser Antilles, North Kamchatka, Tonga, and Hellenic) were excluded. The remaining 20 subduction zones follow the very simple equations $V_a = V_{o/a} + V_{s/a} - 69$ ($R^2 = 0.912$) and $V_{t/a} = 69 - V_{s/a}$ ($R^2 = 0.924$), in mm/y, where V_a denotes the deformation rate of the overriding plate (shortening is positive); $V_{s/a}$ and $V_{o/a}$ are subducting and overriding plate velocity components, respectively, parallel to V_a (trenchward is positive); and $V_{t/a}$ is the migration rate of the trench axis parallel to V_a (oceanward is positive). These updates confirm that the “laws of convergence rate of plates” are robust.

Keywords: plate convergent zone, laws of plate kinematics, crustal shortening rate, backarc spreading rate, motion of trench axis

はじめに

Otsuki (1989) は、プレートの運動学的パラメータと上盤プレート先端部の変形速度との間の統計則を扱っている。本論に入る前に、各種パラメータの記号を以下のように改める。

・ V_a は上盤プレート先端付近の変形速度 (短縮を正とする) で、そのまま用いる。

・ Otsuki (1989) は、上盤プレートと下盤プレートの絶対運動の V_a に平行な成分 (海溝軸に向かう方向を正とする) をそれぞれ V_{on} と V_{sn} で表していたが、“海溝軸に直交する方向の成分”と誤解されるようなので、本論ではそれぞれを $V_{o/a}$ と $V_{s/a}$ に変更する。また、海溝軸の移動速度の V_a に平行な成分 (海側に向かう方向を正とする) を V_m で表していたが、同様の理由で、それを $V_{t/a}$ に変更する。

・ Otsuki (1989) は、沈み込むスラブ先端の深度を示唆すると思われていた深発地震面の最大深度を重要なパラメータのひとつとしていた。その後、地震波トモグラフィの進展によって、スラブ先端の真の深度が分かるようになった。本論では前者を D_{WB} 、後者を D_{sl} と表して区別する。

Otsuki (1989) は、陸塊が衝突したり、海嶺・海台などが buoyant subduction したりしている沈み込み帯を除き、通常の海洋性プレートが沈み込んでいる世界各地のプレート境界でのデータを取りまとめ、 D_{WB} が約 200 km 以上の場合には、下のような単純な関係が成り立つとした。

$$V_a = V_{o/a} + V_{s/a} - \alpha \quad (1).$$

$$V_{t/a} = \alpha - V_{s/a} \quad (2).$$

ここで $\alpha \approx 72$ mm/y.

式 (1) と (2) を、それぞれプレート収れん速度の第一法則および第二法則と呼んだ。なお、 D_{WB} が約 200 km 以下の場合には、 $\alpha \approx 38$ mm/y になるようだとした。

海溝付加体の成長やテクトニックな侵食の速度が無視できるほど小さいなら、 $V_{t/a} \approx V_{o/a} - V_a$ が成り立つので、式 (2) は式 (1) から導くことができる。そこで、実際に $V_{o/a} - V_a$ と $V_{s/a}$ との相関を調べたところ、式 (2) がほぼ成り立つことが分かったのであった。

Otsuki (1989) が述べたプレート収れん速度の法則の意味を以下に要約しておく。第一法則の現象論的意味はごく単純で、上盤プレート先端部はプレート収れん速度 ($V_{o/a} + V_{s/a}$)

から α (≈ 72 mm/y) を差し引いた値に等しい速度で短縮(造山運動), あるいは引き伸ばされ(背弧拡大), $V_{o/a} + V_{s/a} = \alpha$ のとき(“standard convergence rate”), $V_a = 0$ という変形の無い中立的な状態が実現するというものである。これを「上盤プレートの変形とは, $V_{o/a} + V_{s/a}$ の α からの過不足を補い, 実質的なプレート沈み込み速度 $V_{o/a} + V_{s/a} - V_a$ を常に standard convergence rate α に等しく保つ現象である」と言い換えれば, 第一法則の物理的意味が浮かび上がるのかもしれない。

第二法則の現象論的意味も, $V_{t/a}$ は α と $V_{s/a}$ との差に等しいというごく単純なことである。そもそも, 海溝軸の移動速度には2つの成分が含まれている。スラブの“負の浮力”による“potential rollback rate”の成分, およびプレートとともに前進する成分である。実際の $V_{t/a}$ は, 両者の V_a に平行な成分の和であると考えられるが, 式(2)はまさにこのことを表現している。しかし式(2)は, 「potential rollback rate は個々の沈み込み帯に依らずほぼ一定の α だ」という意味にも思えること主張していることに注目して欲しい。

Standard convergence rate も potential rollback rate も, 共に α (≈ 72 mm/y) に等しいということは, 何を意味するのか? Otsuki(1989)は, “slab pull”と“slab resistance”が平衡して沈み込むときのスラブの“terminal velocity”が約 70 mm/y である (Forsyth and Uyeda, 1975) だけでなく, プレート収れん速度の全地球的平均値が約 68 mm/y であり (Solomon et al., 1975), とともに α に極めて近いことに注意を促した。

この論文を公表して以来 30 年余りも経つので, 関連したデータをアップデートしてプレート収れん速度の法則の成否を再検討するのが本論文の目的である。なお, 主要なプレートの名前とその略記号, およびプレート境界に関しては, 基本的には Bird(2003)に従う。論文スペースを節約するため, 本論文で取り扱う個々のプレート沈み込み境界に関するプレート配置図などは逐一掲載しないので, Otsuki(1989), Bird(2003)などを参照されたい。

更新に用いた主なデータソース

1. プレートの運動学的パラメータ

Otsuki(1989) が用いたプレートの絶対運動モデルは Minster and Jordan(1978)による Model AM1-2 と Model RM-2 であった。その後現れたのが DeMets らの NUVEL シリーズのモデルで, 太平洋プレートを固定した相対運動モデルの NUVEL-1 (DeMets et al., 1990), 運動速度見込みの基礎データとなる海洋底磁気異常年代尺度の見直しを経て提案された NUVEL-1A (DeMets et al., 1994), そして海嶺と接していない6つの小さなプレートを新たに加え, GPS データを使用してそれらの運動を決定した相対運動モデル MORVEL (DeMets et al., 2010)へと発展した。プレート絶対運動モデルとしては, NUVEL-1A と MORVEL それぞれに“no net rotation” (全プレートの回転運動の総和がゼロ)という仮定を設けて得られたモデル NNR-NUVEL-1A (DeMets et al., 1994) や NNR-MOV-

EL56 (Argus et al., 2011) などが作られた。ホットスポットを座標系とした絶対運動モデル HS3-NUVEL-1A も開発された (Gripp and Gordon, 2002)。この間, GPS, VLBI など人工衛星・宇宙測地学のデータを基にしたモデル ITRF シリーズも構築され, その最近のバージョンは, ITRF2014 (Altamimi et al., 2016) である。

本論文では時間スケールが 100 万年程度のプレート運動を扱うので, ITRF シリーズは使用に適さないが, 残りのどのプレート運動モデルを用いるべきか。まず, NUVEL シリーズと MORVEL シリーズの相対運動と絶対運動モデルの計5つの中から任意の1つのモデルを選び出す。Otsuki(1989)が検討の対象とした30ほどのプレート沈み込み帯に関して, $V_{o/a} + V_{s/a}$ を計算する。2つのモデルによる計算値の差の標準偏差 σ を計算する。これを全ての組み合わせで実施したところ, 3つの NUVEL 系列同士のモデルでは σ は 0.9 mm/y 以下で, 2つの MORVEL 系列のモデル同士なら 2.1 mm/y であった。他方, 系列が異なるモデル同士の場合には σ は 8 mm/y 台になる。したがって, 2つの系列からそれぞれ一つずつ選んで計算に用い, 結果を比較するのが効率的だということになる。

$V_{s/a}$ と $V_{o/a}$ を計算するには絶対運動モデルを用いなければならない。上と同様な計算を行うと, NNR-NUVEL-1A と NNR-MORVEL56 との組み合わせでは σ は 4.2 mm/y だが, 他の二つの組み合わせでは 32 mm/y ほどにもなる。 $V_{o/a}$ に関しては NNR-NUVEL-1A と NNR-MORVEL56 の組み合わせでは σ は 5.8 mm/y とやや小さいが, 他の二つの組み合わせでは 33 mm/y にもなってしまう。すなわち, $V_{s/a}$ と $V_{o/a}$ の計算値は“no net rotation”かホットスポット座標系かで許容できない差が生じるのである。

以上の事から, $V_{o/a} + V_{s/a}$, $V_{s/a}$, $V_{o/a}$ を NNR-NUVEL-1A, NNR-MORVEL56, HS3-NUVEL-1A の3つのモデルで計算し, それらの結果を比較することにした。

なお, プレート運動の計算には, Okino, K. [URL1] による Plate Motion Calculator, または UNAVCO [URL2] による Plate Motion Calculator を使用させて頂いた。

2. 深発地震面の最大深度や非地震性スラブに関するデータ

Otsuki(1989)によれば, 式(1)と(2)が成り立つのは, 深発地震面の最大深度 D_{WB} がおよそ 200 km 以上の場合であった。彼は逐一文献を参照して D_{WB} を得たのだったが, 今回は Hayes et al.(2012)によるスラブの3次元ジオメトリモデル Slab 1.0, およびその新バージョンの Slab 2 (Hayes et al., 2018)を参照した。本文中でこれらを引用する際には, “Model Slab 1.0”, “Model Slab2”と略記した。

上記の“スラブ”は深発地震面の形状を基にしたものだが, 地震波トモグラフィーの著しい進展によって, 今や下部マントルにまで達する非地震性スラブがマッピングされるようになった。そのようにして分るスラブの最大深度を D_{sl} とし D_{WB} と区別する。Table 1 には D_{sl} の欄を新たに追加した。地震波トモグラフィーの中, Simmons et al.(2012)や van der Meer et al.(2018)などでは全地球のスラブを一望でき, とくに後者は最新の大著で, van der Meer et al.

Table 1. Tectonic characteristics of 28 plate convergent zones and plate kinematic parameters. For each plate convergent zone, the table includes, from left to right: (1) the name of the convergent zone and its abbreviation; (2) geographic coordinates, with latitude (Lat.) positive northward and longitude (Long.) positive eastward; (3) reference direction (Ref. D.) of plate motion, the direction parallel to the backarc compression or extension, positive when clockwise to the north; (4) the maximum depth of seismic zone (D_{WB}); (5) the maximum depth of subducting slab (D_{sl}); (6) plate convergence rate (V_a), with positive values for backarc compression and negative values for backarc extension (with underscored values mainly from GPS geodesy), and subduction zone category (large circles are normal subduction zones with $D_{WB} > 180$ km, small squares are normal subduction zones with $D_{WB} < 180$ km and $D_{sl} < 200$ km, small triangles are subduction zones in abnormal tectonic situations, black symbols denote backarc compression, grey symbols denote backarc neutral conditions, symbols with a vertical line denote backarc tension, and white symbols indicate backarc spreading); and (7) names of subducting (SP) and overriding (OP) plates and their $V_{s/la}$, $V_{o/la}$, and $V_{s/la} + V_{o/la}$ values for three models of absolute plate motion NNR-MORVEL56, NNR-MORVEL56, and HS3-NUVEL-1A.

Name & its abbreviation of convergent plate boundary	Loc. & reference direc.			D_{WB} km	D_{sl} km	V_a (mm/y) category ↓	NNR-NUVEL-1A			NNR-MORVEL56			HS3-NUVEL-1A			$V_{s/a} + V_{o/a}$ mm/y		
	Lat.	Long.	Ref. D. N: + to E				SP	OP	$V_{s/a}$ mm/y	$V_{o/a}$ mm/y	$V_{s/a} + V_{o/a}$ mm/y	SP	OP	$V_{s/a}$ mm/y	$V_{o/a}$ mm/y		$V_{s/a} + V_{o/a}$ mm/y	
South Sandwich	-57.8	-24.0	264	260	900	-67	SA	3 AN	13	17	SR	2 SC	7	9	SA	29 AN	-13	17
Chile	-30.0	-72.0	77	600	850	6.7	NZ	82 SA	-1	81	NZ	75 SA	-2	74	NZ	33 SA	47	80
Peru	-10.0	-80.0	80	620	1,160	3.6, 4	NZ	72 SA	2	74	NZ	67 SA	-2	65	NZ	26 SA	48	74
Nicaragua	12.0	-89.0	30	250	1,800	-3.4 - -	CO	79 CA	-4	75	CO	79 CA	-8	71	CO	54 CA	22	75
Mexico	16.0	-100.0	0	350	640	-0.2, -2	CO	41 NA	6	47	CO	49 NA	8	56	CO	37 NA	10	47
Lesser Antilles	14.0	-58.0	78	150-200	660	0	SA	4 CA	8	13	SA	4 CA	15	19	SA	43 CA	-31	12
Eastern Aleutian	55.0	-155.0	333	200	600	0 -	PA	44 NA	16	60	PA	45 NA	17	62	PA	64 NA	-5	59
Central Aleutian	50.5	-175.0	358	220	600	0 -	PA	33 NA	23	56	PA	32 NA	23	55	PA	58 NA	-2	56
Western Aleutian	53.5	170.0	40	50	200	0	PA	-10 NA	15	5	PA	-14 NA	13	-1	PA	-2 NA	7	5
North Kamchatka	54.0	163.0	300	280-460	600	-17	PA	58 NA	16	74	PA	60 OK	21	80	PA	92 NA	-17	75
South Kamchatka	51.5	160.5	310	460-680	1,100	0+	PA	58 NA	19	77	PA	59 OK	24	83	PA	95 NA	-18	78
Kuril	46.0	154.0	310	600	900	0+	PA	61 NA	18	79	PA	61 OK	24	86	PA	101 NA	-21	80
Northeast Honshu	38.0	143.5	290	600	660	11 ~ 19	PA	69 NA	14	82	PA	69 OK	23	92	PA	112 NA	-29	83
Bonin	30.0	142.5	254	500-600	640	-5 - -9	PA	59 PS	-12	47	PA	62 PS	-25	37	PA	91 PS	-45	46
Mariana	16.0	147.5	276	600	1,100	-30 ~ -43	PA	70 PS	-37	33	PA	71 PS	-51	20	PA	112 PS	-81	31
West Honshu	32.7	136.0	337	120	150	0+	PS	14 EU	22	36	PS	24 AM	24	48	PS	52 EU	-17	36
Ryukyu	23.5	126.0	0	400	450	-30 ~ -50	PS	25 EU	14	39	PS	27 YA	16	43	PS	46 EU	-9	37
Manila	18.5	119.5	120	200+	450	7 ~ 13+	EU	26 PS	48	74	SU	36 PS	60	95	EU	-23 PS	96	73
Philippine	8.5	127.0	280	200	450	10.6+	PS	53 EU	23	76	PS	65 SU	33	99	PS	100 EU	-22	78
Andaman	2.0	95.0	0	220	550	-38	AU	52 EU	-22	30	AU	49 SU	-26	23	AU	64 EU	-35	29
Sunda	-11.0	114.0	10	550	1,100	0+	AU	65 EU	9	74	AU	63 SU	7	70	AU	78 EU	-4	74
New Britain	-6.0	152.0	294	450	500	-130	SS	20 CL	-70	-50	SS	20 CL	-70	-50	SS	20 CL	-70	-50
South Solomon	-8.5	157.0	42	100	<100	0+	AU	60 PA	22	81	AU	61 PA	24	86	AU	54 PA	28	82
Tonga	-18.5	-172.5	294	700	1,000	-84 ~ -160	PA	67 AU	-3	63	PA	66 AU	7	73	PA	115 AU	-40	75
Kermadec	-32.0	-177.5	295	600	1,000	-20	PA	59 AU	-6	53	PA	58 AU	-7	51	PA	104 AU	-53	51
Hikurangi	-38.5	179.0	300	300	410	-20	PA	53 AU	-16	37	PA	51 AU	-16	34	PA	98 AU	-61	37
Pysegur	-47.5	164.5	115	150	200	0+	AU	-21 PA	38	17	AU	-19 PA	37	17	AU	-58 PA	76	18
Hellenic	34.5	24.0	10	180	1,600	-4 ~ -20	AF	24 EU	-15	8	NB	25 EU	-16	9	AF	-3 EU	12	9

[URL3]の“Atlas of the Under World”では、任意の大円に沿った断面図を作成してくれる。本文中で引用する D_{sl} は、とくに断らない限り、これらの論文による値である。ローカルなスラブの性状をより詳細に知る必要がある場合には、関連論文を随時参照した。

3. 地殻応力・変形速度に関するデータ

Helmholtz Center Potsdam GFZ German Research Center for Geosciencesは、世界中の発震機構解、bore-hole breakout, overcoring, hydrofracturingなどのデータをコンパイルし、現在の地殻応力場に関する情報を提供してきた。最新のものはHeidbach et al.(2016) [URL4]とHeidbach et al.(2018)によるWorld Stress Map 2016である。本文中でこれらを引用する際には、“World Stress Map 2016”と略記した。これらのデータは V_a に定性的な制約を与えてくれる。

Otsuki(1989)の直後からGPSによる測地が世界中で行われるようになった。Kreemer et al.(2003)のように、GPSベースの全地球的なプレート境界変形モデルも提案されている。しかし、せいぜい30年間ほどの短時間観測による速度場から弾性変形成分を取り除き、100万年間程度の平均的な永久変形速度を抽出することは容易ではない。とは言え、GPS測地学のデータは極めて有用であり、本論では極力参照した。

プレート沈み込み帯に関する主要な変更点

この項では主な変更点の要約を述べる。個々のプレート沈み込み帯に関する変更点の詳細は文末の「付録」を参照された。

1. V_a の更新とデータ数の増加

Otsuki(1989)において定量的な V_a が既知であった沈み込み帯は、South Sandwich, Nicaragua, Mexico, North-east Honshu, Bonin, Mariana, Ryukyu, Andaman, New Britain, Tonga, Kermadec, Hikurangiの12の沈み込み帯であった。これらのうちの9つは海域で、ほとんどの V_a は背弧海盆の海洋底磁気異常を基にした値であった。以後30年余りの間にGPS測地学、古地震学、地質学等のデータが蓄積され、上記12の沈み込み帯の V_a が更新されたと同時に、新たにChile, Peru, Lesser Antilles, South Kamchatka, Manila, Philippine, Sunda, Hellenicの8つ沈み込み帯での V_a が加わり、総計20に増加した。とくに陸域の V_a に関するデータが増えたことは、「プレート収れん速度の法則」の確かさの確認に貢献している。

2. D_{sl} が分かったために新たに吟味したこと

Otsuki(1989)においては、 $D_{WB} > 200$ kmで V_a が既知の12の沈み込み帯の多くは式(1)と(2)に従った。 $D_{WB} < 200$ kmであるLesser Antilles, Western Aleutian, West Honshu, Manila, South Solomon, Puysegur, Hellenicの7つに関しては、 V_a は定性的な情報に限られていたが、それでも式(1)と(2)の関係に従いそうにはなかった。ところが、 D_{sl} が分るに及んで、 $D_{WB} < 200$ kmのグループには、 $D_{sl} < 200$ kmのWestern Aleutian, West Honshu,

South Solomon, Puysegurの4つと D_{sl} が200 kmよりはるかに深いLesser AntillesとHellenicの2種類があることが分った。 $D_{sl} < 200$ kmならスラブの“負の浮力”が効果的に作用しないので、式(1)と(2)に従わないのは理解できるが、そうではないLesser AntillesとHellenicに関してはより詳細に吟味した。その結果、Lesser Antillesではスラブの特異な立体構造がsubduction hingeのrollbackを妨げていることが分った。Hellenicでは海溝付加帯にアフリカ大陸が衝突しつつあり、subduction hingeのrollbackを妨げているようである。

3. Tongaの特殊性とKermadecの検討対象地点の移動

Tonga-KermadecはOtsuki(1989)にとって最大の悩みの種であった。 D_{WB} が600 kmを越える整然とした背弧拡大型の島弧海溝系であるにも拘わらず、式(1)と(2)に従わなかったからである。プレート配置が複雑なNorth Fiji Basinに着目し、プレート運動モデルを部分的に修正しようとしたが、成功しなかった。ところがその後、Bevis et al.(1995)はLau海盆が異常に高速で拡大していることを明らかにし、Richards et al.(2011)はNew Hebrides沈み込み帯起源のdetachedスラブがTonga沈み込み帯のスラブにもたれ掛かり、それを押し下げていると指摘した。すなわち、前者が後者のsubduction hingeのrollbackを効果的に促進し、それが原因となって異常に速い背弧拡大が起きたらしいのである。そこで、本論ではTongaを異常なことが起きている例外的な沈み込み帯として扱った。Kermadecに関しては、detachedスラブの影響が及ばないように、検討地点をより南に移して再検討した。

4. New HebridesとPuysegurの沈み込み帯に関する誤認の訂正

New Hebridesには背弧圧縮と背弧引張の双方を示唆するデータが錯綜していたが、Otsuki(1989)は種々考慮して“背弧圧縮型”としたのだった。その後、GPSによる速度場が明らかになり、New Hebridesの複雑なテクトニクスがd'Entrecasteaux海嶺のbuoyant subductionによって統一的に説明されるようになった。ここは海洋性プレートが沈み込む通常の沈み込み帯ではないと分かったので、本論では検討対象から除外した。

Otsuki(1989)は、わずかの研究結果を頼りにPuysegurを“背弧引張型”とした。しかし、その後に飛躍的に進展した研究に従って“背弧圧縮型”に改めた。

5. 新たに検討対象に加えたKamchatka沈み込み帯

Otsuki(1989)を執筆した当時でも、Kamchatka半島北部の中軸部に正断層に規制されているらしい幅広い沈降帯がLANDSAT画像から読み取れた。しかし、当時は大変情報が乏しかったので、議論の対象にはできなかった。その後、研究がかなり進展し、North Kamchatkaは確かに水平引張応力場にあると判明している。本論ではNorth KamchatkaとSouth Kamchatkaに分けて扱うが、North Kamchatkaのテクトニクスの全容はまだ十分に理解できないので、参考的なデータとして取り扱う。

Fig. 1. Discrimination of the types of backarc tectonics in the ($V_{sn} + V_{on}$) versus D_{WB} space for 28 global plate convergent zones (symbols are explained in Table 1). The data plots are divided by thick grey lines for $D_{WB} \sim 180$ km and $V_{o/a} + V_{s/a} \sim 70$ mm/y.

新たなデータに基づく「プレート収れん速度の法則」

更新したデータの一覧表を Table 1 に掲げた。Otsuki (1989) と同様に、 $V_{o/a} + V_{s/a}$ と D_{WB} との関係、 $V_{o/a} + V_{s/a}$ と V_a との関係、および $V_{s/a}$ と $V_{o/a} - V_{s/a}$ ($\approx V_{t/a}$) との関係を、今回は NNR-NUVEL-1A, NNR-MORVEL56, および HS-NUVEL-1A で計算した $V_{o/a} + V_{s/a}$ と $V_{s/a}$ を用いて描いた。どのプレート運動モデルを用いても基本的には似た図となり、最も相関が良い HS-NUVEL-1A を用いた図のみをそれぞれ Fig. 1, Fig. 2 および Fig. 3 として示した。なお、陸塊、海嶺、海台などが衝突・buoyant subduction していることが前もって分かっている沈み込み帯は、予め除外してある。

スラブの沈み込み状態の違いに応じて以下のような 3 種の記号で区別してある。

- 通常の沈み込み帯で、 $D_{WB} > 180$ km かつ $D_{sl} > 200$ km：大きい丸印(全部で 20 の沈み込み帯で、これらがプレート収れん速度の法則に従う)
- 通常の沈み込み帯だが、 $D_{WB} < 180$ km かつ $D_{sl} < 200$ km：小さい四角印(Western Aleutian, West Honshu, South Solomon, Puysegur の 4 つ)
- 何らかの異常がある沈み込み帯：小さい三角印(Lesser Antilles, North Kamchatka, Tonga, Hellenic の 4 つで、Hellenic は初期的な大陸衝突地域と新たに判明したが、このグループに含めた)

さらに、 V_a の状況を 4 種の記号で区別する。

- 背弧圧縮型の沈み込み帯：印の中を黒く塗色(Chile, Peru, South Kamchatka, Kuril, Northeast Honshu, Manila, Philippine, Sunda, West Honshu, South Solomon, Puysegur)
- 中立的な沈み込み帯：印の中を灰に塗色(Western Aleutian, Lesser Antilles)
- 背弧引張型で、背弧拡大に至っていない沈み込み帯：印

の中に縦線(Nicaragua, Mexico, Eastern Aleutian, Central Aleutian, Bonin, Ryukyu, Hikurangi, North Kamchatka, Hellenic)

- 背弧拡大型の沈み込み帯：印の中が白抜き(South Sandwich, Mariana, Andaman, New Britain, Kermadec, Tonga)

Fig. 1 に明らかなように、“異常のある沈み込み帯”を除けば、 $D_{WB} > 約 180$ km の領域では $V_{o/a} + V_{s/a}$ の大きさに依って背弧圧縮型、背弧引張型および背弧拡大型に分かれる傾向が認められ、背弧圧縮型と背弧引張型の境界は $V_{o/a} + V_{s/a}$ が約 70 mm/y にある(後述するように、69 mm/y がより適当)。他方、 $D_{WB} < 約 180$ km の領域は背弧圧縮型か中立型で占められている。このような状況は Otsuki (1989) の Fig. 9 とほとんど同じで、変更点は、 D_{WB} が約 200 km から約 180 km へとわずかに小さくなったこと、および $D_{WB} < 180$ km の領域は背弧圧縮型で占められるようになったことである。後者の違いが生じたのは、Otsuki (1989) が背弧引張型とみなしていた Puysegur 沈み込み帯を、本論では背弧短縮型と訂正したためである。

Fig. 2 の $V_{o/a} + V_{s/a}$ と V_a との関係も Otsuki (1989) の Fig. 10 と基本的に同じである。Tonga を除外し、Kermadec の検討位置を南に移したことで、全般的に V_a の精度が向上しただけでなく、背弧圧縮型の沈み込み帯での定量的な V_a のデータ数が増えたことなどで、相関がより明瞭になった。小さな四角と三角印で表した 8 つの沈み込み帯($D_{WB} < 180$ km かつ $D_{sl} < 200$ km の沈み込み帯、および何らかの異常がある沈み込み帯)を除き、大きな丸印で表した 20 の沈み込み帯は $V_a = 1.037 \times (V_{o/a} + V_{s/a}) - 70.31$ に回帰され(単位は mm/y)、決定係数 R^2 は 0.913 である。比例定数を 1 に固定した場合、下の回帰式のときに R^2 は最大の 0.912 となる。

$$V_a = (V_{o/a} + V_{s/a}) - 69 \quad (\text{単位は mm/y}) \quad (1')$$

Fig. 2. Relation between $(V_{sn} + V_{on})$ and V_a for 28 global plate convergent zones (symbols as explained in Table 1). Upward and downward arrows denote the lower and upper limits of values, respectively. The thick grey regression line is determined only for the data plots of large circles.

Fig. 3. Relation between V_{sn} and $V_{on} - V_a$ ($\sim V_{t/a}$) for 28 global plate convergent zones (symbols as in Table 1). Upward and downward arrows denote the lower and upper limits of values, respectively. The thick grey regression line is determined only for the data plots of large circles.

したがって、式(1)の定数 α は 72 mm/y から 69 mm/y に変更するのが良い。

Fig. 3 は $V_{o/a} - V_a$ と $V_{s/a}$ との関係を表していて、両者に強い相関が認められる。上と同様に、大きい丸印で表した 20 の沈み込み帯に関しては $V_{o/a} - V_a = 69.79 - 1.022 \times V_{s/a}$ に回帰され、その R^2 は 0.934 である。比例定数を 1 に固定した場合には $V_{o/a} - V_a = 69 - V_{s/a}$ に回帰され、 $\alpha = 69$ mm/y のときに R^2 は最大の 0.924 となる。このように高い相関を示すので、冒頭に述べたように、 $V_{t/a} = V_{o/a} - V_a$ と近似して良い。したがって、次の式を得る。

$$V_{t/a} = 69 - V_{s/a} \quad (\text{単位は mm/y}) \quad (2').$$

なお、背弧圧縮型のデータも背弧引張・拡大型のデータも、式(2')の回帰直線に沿って一様に散らばってプロットされていることに留意すべきである。このことは、 V_a に関して成り立つのは式(1')だけであって、 $V_{o/a} - V_a$ ($\sim V_{t/a}$) と $V_{s/a}$ がそれぞれ単独で V_a を決定しているのではないことの確認にもなっている。

議論と結論

1. 他の研究との比較： V_a に関するデータの量と質

以上のように、Otsuki(1989)が提唱した「プレート収れん速度の法則」は、それ以後の 30 年間に蓄積されてきた新たなデータによって、より確固として成立していることが

分った。プレートの運動学的パラメータと上盤プレート先端部の変形速度、スラブの傾角、沈み込み帯で発生する地震の最大マグニチュードなどとの経験的な相関則を明らかにしようとした研究は多いが、本論文でのような高い相関を示した例は無い。以下に、本論文と関りが深い事柄に限定し、代表的な他の2つの論文と比較し、吟味する。

Jarrard(1986)は、39のプレート沈み込み帯を対象にして総括的に検討を加えた力作である(この項での速度の単位はいずれも cm/y)。背弧拡大から島弧造山運動までの変形速度を1から7までの“strain class”に分け、上盤プレートの速度の海溝軸に直交する成分 V_{on} との間に strain class = $3.6 + 0.66 \times V_{on}$ という回帰式を得たが、決定係数 R^2 は0.51であった。プレート収れん速度の海溝軸に直交する成分 V_{cn} との間には、本論の式(1')に相当する strain class = $0.862 + 0.469 \times V_{cn}$ という回帰式を得たが、 R^2 は0.372と大変小さかった。そこで、深さ100 km付近のスラブ傾角 D_{ip} (単位は deg.)と海溝でのスラブの年齢 A_s (単位は My)をも含めた重回帰分析を行い、strain class = $5.19 + 0.464 \times V_{cn} - 0.122 \times D_{ip} - 0.021 \times A_s$ という回帰式を得たが、それでも R^2 は0.774に留まった。以上のように、Jarrard(1986)の欠点のひとつは、上盤プレートの変形速度が定量的に分かっていたのはわずか8沈み込み帯だけだったので、定性的な7つの“strain class”に区別してデータ数を増やさざるを得なかったことである。

次に、Heuret and Lallemand(2005)とLallemand et al.(2008)を取り上げる。これらの論文中のデータリストと統計は、その後の多くの沈み込み帯研究に用いられている。Heuret and Lallemand(2005)は、上盤プレート先端部の変形速度の海溝軸に直交する成分 V_{dn} は上盤プレートの絶対運動に強く依存し、それが後退するときには背弧は引き延ばされ、前進するときには短縮すると主張した。しかし、その回帰式が示されていないので、あまり相関は強くないのだと推測する。Lallemand et al.(2008)は、海溝軸の移動速度の海溝軸に直交する成分 V_{in} (海側を正)と下盤プレートの速度の海溝軸に直交する成分 V_{sn} (陸側が正)との間に $V_{in} = 3.7 - 0.62 \times V_{sn}$ の相関式が成り立つとした。これは本論文の式(2')に相当するが、 R^2 はわずか0.37であった。 V_{dn} とプレートの運動学的パラメータとの相関に関しても種々検討しているが、定式化できるほどの傾向を見出していない。Lallemand et al.(2008)はHeuret and Lallemand(2005)が用いたデータをほぼ踏襲していて、取扱ったプレート沈み込み帯は約200 km間隔で166箇所と多数だが、定量的な V_{dn} が示されているのは67箇所、Andaman, Luzon, Ryukyu, Mariana, Northeast Honshu, Colombia, North Chile, Lesser Antilles, South Sandwich, Tonga, New Hebrides, および New Britain の12沈み込み帯に過ぎない。その上、AndamanとMariana以外の V_{dn} は100万年ほどの長期間にわたる永久変形の検知には適さないGPS測地によるものであった。

以上のように、上盤プレート先端の変形速度に関するデータが、量・質とも不足していることが、従来の研究の欠陥の

ひとつである。

2. 他の研究との比較：何を reference orientation とすべきか

Jarrard(1986), Heuret and Lallemand(2005), Lallemand et al.(2008)のいずれもが海溝軸を reference orientation とし、それに直交する成分を各種の速度パラメータとして用いている。そのように reference orientation を設定したのは、スラブの“負の浮力”によって subduction hinge が rollback する方向は海溝軸に直交すると考えたためかもしれないが、あからさまには述べられていない。Lallemandらは海溝軸に沿って約200 kmおきにデータをサンプリングしているが、海溝軸の多くは海側に弧状に張り出しているため、その効果がデータにも反映されるはずである。しかし、それにまつわる問題に関しても言及されていない。

Otsuki(1989)は、 V_a の方向が判明している場合にはその方向を reference orientation とし、それが不明な場合は海溝軸に直交する方向を reference orientation とした。現在では、背弧が中立型である lesser Antilles と western Aleutian を除き、全28沈み込み帯中の26の沈み込み帯で V_a の方向が分るようになり、本論でもその方向を reference orientation とした。

上盤プレートの変形場が平面歪に近似できる場合には、プレート収れん方向と主歪軸の一つの方向が一致するはずである。プレート収れんの方向に比べて、主歪(主応力)軸の方向が海溝軸により直交するように屈折している場合を正とすると、26の沈み込み帯の92%で正の方向に屈折している。さらにその中の91%の屈折角は0~40°である。このような屈折の原因は forearc sliver への変形の分配(McCaffrey, 1992)によるところが大きいようである。本論では forearc sliver に分配された残りの変形である V_a を問題にしているのだから、これと関連付けるべきプレート運動は、 V_a に平行な成分であると考えたのである。

3. D_{WB} と D_{sl} 、そして一定値の α

陸塊・海嶺・海台などが衝突・buoyant subduction を行っている沈み込み帯、その他の何らかの異常を伴っている沈み込み帯(Tonga, Lesser Antilles, Hellenic), および未だ不明な点が残されている North Kamchatka を除外すれば、式(1')と(2')に従わない4つの沈み込み帯は、いずれも $D_{WB} < 180$ km でかつ D_{sl} も約200 kmを超えていない。加えて、これらは背弧圧縮型に偏っている(Fig. 1)。沈み込みスラブの“負の浮力”(Forsyth and Uyeda, 1975)の論旨に従うなら、これらの特徴は、短いスラブには“負の浮力”が有効に作用しないことを示唆している。

他方、地震波トモグラフィの解析によれば、式(1')と(2')に従う20の沈み込み帯のスラブは、いずれもマントル遷移帯に到達しているか、それを突き抜けていて、中途の長さを持つスラブは現存しないようである。マントル遷移層に到達したその先のスラブ先端部は、遷移層に斜めあるいは垂直に突き刺さったり、突き抜けたりするもの、水平に脚を伸ばすようなもの、脚を伸ばしたまま尻餅をつくようなものなど多様である。“負の浮力”はスラブの長さや年齢に依存する

はずだが、不思議なことに、このようなスラブ先端部の最大深度や形態と V_a , $V_{o/a} - V_a$, $V_{s/a}$ のいずれとの間にも相関が認められない。スラブがマントル遷移層にまで到達してしまえば、マントル物質の相転移なども関与した種々の“負の浮力”と“slab resistance”が $\alpha = 69 \text{ mm/y}$ でほぼ動的平衡に達してしまうのかもしれない。

上述のことと多数のプレート沈み込み数値シミュレーションの結果との対応を本格的に議論するのは本論文の範囲を越えているが、Yoshida (2017) の結果は興味深い。スラブがある程度の深さに沈み込むまで海溝軸を 30 mm/y で強制的に前進または後退(rollback)させ、その後自由に沈み込ませる。前進させた場合にはスラブは直立し、沈み込みは停止してしまうが、後退させた場合には沈み込みが持続してスラブはマントル遷移層下限に沿って水平に延びていく。そのときの下盤プレート、上盤プレート、および海溝軸の rollback の速度は力の平衡によって自動的に決まっています、それぞれは 80 mm/y , 30 mm/y , および 30 mm/y である。このような結果を踏まえ、Yoshida (2017) は「海溝軸の後退は動力学的に self-consistent な現象である」と述べている。

4. α が一定値であることが示唆するプレートテクトニクスの物理的意味

言うまでもなく、プレートテクトニクスとは放射性元素の崩壊熱で駆動する熱機関で、地球内部の熱を宇宙に放出するメカニズムである。物質(岩石)と熱の循環は質量保存則、粘性体の運動量保存則、および粘性散逸項を含むエネルギー保存則に支配され、オンサーガーのエネルギー散逸最小の原理(例えば、一柳(1995)の教科書を参照せよ)に従って粘性散逸を最小にする“最適循環速度”で運動するものと思われる。現実はその速度で循環しているに相違なく、Otsuki (1989) が指摘したように、例えば Solomon et al. (1975) のプレートの沈み込み速度の世界的平均値 68 mm/y がそれに相当するだろう。本論文の文脈では、 $V_{o/a} + V_{s/a}$ が α ($\approx 69 \text{ mm/y}$) に等しい時に $V_a = 0$ 、すなわち上盤プレートが無変形状態なのだから、 α はまさに“最適循環速度”にふさわしい。

Forsyth and Uyeda (1975) などによって、沈み込みスラブの“負の浮力”がプレート運動の原動力とされたものの、マントル曳力がプレートの推進力なのか抵抗力なのかという議論は現在も続いている(例えば、Coltice et al., 2019)。ある空間スケールではマントルとプレートの運動が不調和であるらしいことがその背景にある。粘性率が $10^{19} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ 程度のアセノスフェアとそれ以深のマントルは、熱流体力学に従って“最適循環速度”で運動しようとする。他方、アセノスフェアより数桁も高粘性で剛体に近似されるプレートの運動は、オイラーポールのまわりの回転という制約を受ける。そのため、“最適循環速度”が実現され得るのは、ボールからある角度だけ隔たった高々2点においてである。マントルの流体運動とプレートの剛体回転運動との間のこのような不可避的な不調和を補うのが、上盤プレート先端部の伸縮なのであろう。 $V_{o/a} + V_{s/a} - V_a = \alpha$ であることは、まさにこのことを物語っている。

付録：個々のプレート沈み込み帯に関するデータ

南米南端から反時計回りに Mariana まで、West Japan から反時計回りに Philippine まで、Andaman, Sunda の後に New Britain から New Zealand までの順に記述する。
[South Sandwich]

South Sandwich 島弧の西には南北方向の背弧拡大軸 East Scotia Ridge があって、その西側には Scotia Plate が接している。Scotia Plate の南北両側はトランスフォーム断層(North Scotia Ridge と South Scotia Ridge)を境に、それぞれ SA (South America) プレートと AN (Antarctica) プレートに接している。Thomas et al. (2003) は、背弧拡大軸両側の海洋底磁気異常、発震機構解などをジョイント・インバージョンし、プレート運動のパラメータを決定し直した。それによると、South Sandwich 海溝での SA プレートの収れん方向は WSW で、速度は $69 \sim 78 \text{ mm/y}$ である。背弧拡大の方向はほぼ東西で、拡大速度は拡大軸の北部で 62.5 mm/y 、南部で 71 mm/y ある。South Sandwich 島弧は背弧拡大速度とほぼ同じ速度で前進し、海溝軸も同じ速度で rollback している。

[Chile]

Chile と Peru の下には NZ (Nazca) プレートが沈み込んでいる。Balanced cross section 法で見積もられた地殻短縮は、 17°S から 22°S で最大となり 230 km に達するが、 30°S 付近では 170 km ほどに低下する(Kley and Monaldi, 1998)。短縮は新生代(25 Ma)から現在まで進行しているようなので、 30°S 付近での短縮速度は約 7 mm/y である。GPS 測地による変位場から弾性転移モデルで計算した変位を差し引いた長期間非弾性変形によれば、 29°S から 34°S 付近での非弾性地殻短縮速度は 6 mm/y であるという(Klotz et al., 2001)。

[Peru]

Villegas-Lanza (2016) の GPS 解析によれば、速度ベクトルは 80° 方向で、プレート運動モデルと調和的である。しかし、プレート収れん運動の分配が起きていて、forearc sliver がわずかに南に移動している。地殻短縮の主要部分は Eastern Cordillera, Subandean thrust system, および Marañon foredeep が担っていて、Subandean thrust system の短縮速度は北から南に向かって 2 mm/y から 4 mm/y に増加する。Eude et al. (2015) による balanced cross section 法による見積もりでは、地殻短縮量は最低でも 142 km (28%) に達する。短縮速度は $17 \sim 8 \text{ Ma}$ の期間では 7.1 mm/y 、 8 Ma ～現在では 3.6 mm/y と概算されている。

[Nicaragua・El Salvador]

Nicaragua や El Salvador 沖の中米海溝では、CO (Cocos) プレートが CA (Caribbean) プレートの下に約 25° の方向に 70 mm/y 余りで沈み込んでいる。この方向は海溝軸(約 -60°)に直交する方向と反時計回りに 10 度ほど斜交するため、プレート収れん運動の分配が起き、forearc sliver が海溝に沿って 10 mm/y 余りの速度で北西方向へ動いている(DeMets, 2001; Turner et al., 2007; Staller et al.,

2016).

中米海溝から 200 km 余り内陸側には Middle American Volcanic Front が形成されている。この島弧火山帯とほぼ同じ位置に幅 40~70 km、長さ 1,000 km に達する断層帯があり、Nicaraguan depression, El Salvador fault zone, Median Trough などと呼ばれている。これが右横ずれ断層帯として forearc sliver の陸側境界を画している。

Staller et al. (2016) の GPS 測地によれば、El Salvador fault zone の右横ずれ速度は地域的に変化し、7~11 mm/y であるという。この断層帯は第四紀に pull-apart basin を伴う trans-tensional な右横ずれ変形帯として活動し (Funk et al., 2009)、古地震学的研究によれば平均すべり速度は約 4.5 mm/y (Canora et al., 2014)、地質学的研究によれば 11 mm/y であるという (Corti et al., 2005)。GPS 測地によれば、El Salvador fault zone に直交した伸張変形速度は 3~4 mm/y と見積もられた (Staller et al., 2016)。

引張変形が上記断層帯に集中していること、および背弧側で中米海溝にほぼ直交する南北方向の正断層型地震が起きていること (World Stress Map 2016 など) から、3~4 mm/y 余りの伸張が V_a の上限値に近いと思われる。

[Mexico]

Mexico 沖の中米海溝からは、CO プレートが NA (North American) プレートの下に 33°~35° 方向に 58~67 mm/y で沈み込んでいる。背弧には Trans-Mexican Volcanic Belt と Tepic-Zacoalco, Chapala, Cuitzeo, Acambay などの地溝帯の列が発達していて、両者は互いに重複してほぼ東西方向に延びている。World Stress Map 2016 によれば、地溝帯付近には南北方向の主張力軸を持つ正断層型の地震が多数発生しているもので、 V_a は負 (伸長) である。

海溝軸の方向は約 -65° で、CO プレートは海溝軸と直交する方向から時計回りに 10 度ほどの方向に沈み込んでいるので、沈み込み帯と地溝帯列との間で slip partitioning が起こり、地溝帯は左横ずれにすべると期待される。他方、海溝軸と地溝帯とは 20 度余り斜交しているため、地溝帯の左横ずれには開口性の変位が伴われると期待される。Ego and Ansan (2002) によれば、地溝帯の中部での地震機構解の主張力軸は -35° 方向であり、地溝帯に直交する引張速度は 2 mm/y と概算されるという。

Suter et al. (2001) によれば、地溝帯周辺には 100 本余りの正断層性活断層が集中的に発達していて、引張速度は 0.2 ± 0.05 mm/y と見積もられるという。

[Lesser Antilles]

Lesser Antilles 沈み込み帯は、いくつかの点で特異なので、やや詳しく検討する。

CA (Caribbean) プレートの東半分のプレート境界は“つ”の字の形をしていて、東縁と北縁には一つの連続した Puerto Rico 海溝がある。そこから NA プレートが WSW 方向に約 20 mm/y の速度で沈み込んでいて、北縁部の海溝では左横ずれ成分が大きい。沈み込んだスラブは全体として “amphitheater-shaped (円形劇場のような形)” を成して CA プレート北東縁を取り囲んでいる (van Benthem et al.,

2013)。他方、CA プレートの南縁には E-W 方向の El Pilar-San Sebastian fault zone があり、それを境にした SA プレートとの相対速度は 20.5 mm/y である (Pérez et al., 2001)。VanDecar et al. (2003) の地震波トモグラフィー解析によれば、Lesser Antilles 島弧下の SA スラブは湾曲しつつ El Pilar-San Sebastian fault zone 直下まで続いているものの、SA プレート本体から千切れ落ちようとしているらしい。van Benthem et al. (2013) や van der Meer et al. (2018) の地震波トモグラフィー解析によれば、“つ”の形をした CA プレート境界から沈み込むスラブは全体としてスプーンのような形状を成して深さ 660 km のマントル遷移層下限の上に横たわっていて、その先端は 67°W (Lesser Antilles 島弧から西に約 800 km) 付近まで達している。それにも拘わらず、Engdahl et al. (1998) によって再決定された震源データを図化した Symithe et al. (2015) によれば、 D_{WB} は中・北部で 200km、南部で 150 km に過ぎない。

Lesser Antilles 沈み込み帯には、東から西に向かって Barbados 付加体、Tobago 前弧海盆、Lesser Antilles 島弧、Grenada 海盆、Aves 海嶺、そして Venezuelan 海盆が配列している。Barbados 前弧海盆中の Barbados 島、Lesser Antilles 島弧上の Guadeloupe 島と Martinique 島、Aves 海嶺上の Aves 島と St. Croix 島に設置された GPS 観測点の北米プレートに対する速度は、いずれも 18.5~21.8 mm/y の範囲にあり、Grenada 海盆は拡大していない (Mann et al., 2002)。

Grenada 海盆は海洋性の地殻で占められていて (Christenson et al., 2008)、その成因に関しては背弧拡大を含む諸説がある。しかし、そこを埋め立てる厚い堆積層のうち、鮮新世以降の地層はほとんど変形を被っていないので (Aitken et al., 2011)、最近の数百万年は“中立”的だと判断される。

Lesser Antilles 沈み込み帯では D_{sl} が 660 km にも達し、 $V_{o/a} + V_{s/a}$ は 20 mm/y 弱と遅い。それでも背弧拡大していないのだから、subduction hinge の rollback を妨げている何かがあるに違いない。それは、先に述べた CA プレート下のスラブがスプーン状であることによる。Subduction hinge が水平・直線的なら hinge の rollback は容易だが、Lesser Antilles 沈み込み帯のように、その hinge が垂直の軸の周りに湾曲していれば、スラブが断裂しないかぎり rollback はほとんど不可能であろう。van Benthem et al. (2013) がレビューした CA プレート周辺のテクトニクス史によれば、45 Ma 頃には南北アメリカとの間に現在より幅広い CA プレートが既に形成されていて、その南西と北東側はそれぞれ現在の中米海溝と Puerto Rico 海溝の前身で縁取られていた。その当時の Puerto Rico 海溝の湾曲度はずっと緩かったが、その後、南北アメリカが相互に近づくとともに現在のように曲率半径の小さな“つ”の形になったという。このようなスラブ形状による海溝軸の移動に対する束縛は、スラブが分断されてはじめて解かれる。CA プレートと SA プレートとの境界がトランスフォーム断層に転換する過程は、現在完了しつつあるが、NA プレートとの境界で

はそれがまさに継続中である。これが、Lesser Antilles 沈み込み帯がプレート収れん速度の法則から外れる理由である。

[Aleutian]

PA (Pacific) プレートは Aleutian 弧東部に対してほぼ直交して沈み込んでいるが、西部に向かうにつれて斜交角が減少する。173°E 以西においてはほぼ平行になり、深さ 50 km 以上の地震も島弧火山活動も無くなる。Kogan et al. (2017)によれば、Aleutian 弧西部には forearc sliver が形成されていて、NA プレートに対する相対速度 51 mm/y で Kamchatka 半島に近づいている。地震波トモグラフィー解析によれば、Aleutian 弧西部のスラブは極めて短い。 D_{sl} は、Levin et al. (2002)によれば約 100 km であり、Koulakov et al. (2011)は不明瞭ながら 200~250 km まで到達しているという。

Aleutian 弧の背弧域での地殻応力・歪に関する新発見は少ない。World Stress Map 2016 によれば、forearc 付近では PA プレートの沈み込み方向と平行な P 軸を持つ多くの逆断層型地震が起きているが、172.5°W 以西では北西方向の σ_2 を示す正断層と横ずれ断層型の地震も混在するようになる。Nakamura et al. (1977) による側火口配列と Biswas et al. (1986)による発震機構解のデータが依然として有用で、World Stress Map 2016 をも参照すれば、以下のような特徴が見える。Aleutian 島弧東半分(172°W 以東)の背弧では、 σ_{Hmax} が島弧に平行に近づき、正断層型の発震機構解の T 軸が島弧に直交する傾向がある。この水平引張応力場はベーリング海峡に至る奥深くまで及んでいる。この島弧に平行な σ_{Hmax} は、172°W 付近以西では σ_1 に変わるようだが、ベーリング海の深海平坦面の領域には発震機構解が全く無い。

以上のことから、アリューシャン弧の東部と中央部の背弧域は極めて弱い引張状態で、西部は中立的であるとみなせよう。

[Kamchatka]

Bürgmann et al. (2005)によれば、北米プレート座標系を基準にした Kamchatka 半島の GPS 観測点の速度ベクトルは、全観測点とも沈み込む PA プレートの運動にほぼ平行である。速度は前弧から背弧に向かって減少していて(つまり短縮歪場)、半島北部ほど遅い。このような速度場は interseismic なもので、カップリングが強い沈み込み帯南部とそれが弱く非地震性のすべりが起きている北部との相違を反映しているという。

ところが、以下のデータは、約 53.5°N から 57°N までの Kamchatka 半島北部は、 σ_3 が島弧に直交する水平引張場であることを示している。① World Stress Map 2016 には、53.5°N より北には、島弧に平行な 4 つの正断層型発震機構解が示されている。②北緯 55.8°N 度付近の Mt. Ostry Tolbachik には島弧に平行な方向に配列する 10 数個の側火口が付随している。③ Kamchatka 半島の中軸部には 56.3°N 付近から 53°N 度付近まで続く Central Kamchatka Depression が形成されていて、Kozhurin and Zelenin

(2017)によれば、この Depression の東縁断層をはじめ、活断層の大部分は正断層である。伸張変形速度は 17 ± 3 mm/y であるという。

Central Kamchatka Depression と上記の正断層群は 53°N 度以南では減衰消滅してしまうし(Kozhurin and Zelenin, 2017)、活火山の側火口の配列も北西方向に変化するようである。したがって、カムチャツカ半島南部では σ_{Hmax} が NW-SE 方向の弱い水平圧縮応力場に変化しているものと思われる。

Kamchatka 半島北部と Aleutian 弧との会合部には、解決すべき問題が残っている。① Model Slab 1.0 によれば、 D_{WB} は Kamchatka 半島南部では 680 km に達するが、半島北部に向かって 280 km にまで急激に浅くなり、アリューシャン弧との会合部に達する直前で深発地震は無くなる。しかし、Koulakov et al. (2011)の地震波トモグラフィーの解析によれば、 D_{sl} は 600 km に達している。このことは、スラブ深部が非地震性になっていることを示唆するが、なぜ、 D_{WB} が北に向かうにつれて浅くなるのか？②すでに述べたように、173°E から Kamchatka 半島との交差点までの Aleutian 島弧西部のスラブは極めて短い。それは 2 つの時期にスラブが相次いで切れ落ちたためで、幅広い“slab window”が生じている。Levin et al. (2002, 2005)は、この slab window を通って迂回し、Kamchatka 弧のスラブの背後に流れ込むマントルの“toroidal flow” (Schellart, 2004; Schellart and Moresi, 2013 など)が起こっていると主張した。このことが subduction hinge の rollback を促進し、背弧引張の原因となっている可能性がある。③しかし、すでに述べたように、Aleutian 島弧西部の forearc sliver は 51 mm/y の高速で Kamchatka 半島に近づいている。それにもかかわらず、衝突地点の Kamchatka 前弧 (Kamchatka Mys Peninsula 周辺)の圧縮構造(Gaedicke et al., 2000)は思いの外顕著ではないし、その背弧側には引張性の Central Kamchatka Depression が存在している。

[Kuril]

DeMets (1992)は 1963~1991 年の間に Kuril 島弧で起こった浅い地震を検討し、Kuril 弧南部の forearc sliver が 6~11 mm/y で南西に移動しているとした。この論文には 49°N 以南の上盤プレート内に発生した地震の発震機構解が示されている。それらは概ね海溝に直交する P 軸を持った逆断層型か横ずれ型であり、水平圧縮応力場であることを示す。World Stress Map 2016 にも同様な応力場を示す発震機構が描かれている。

[Northeast Honshu]

日本海溝軸から 100 km ほど陸側の海底 GPS 観測点 MYGI は、2011 年東北地方太平洋沖巨大地震の前には数 10 mm/y で西進していたが(Sato et al., 2013)、巨大地震の際には東に 24m も移動した(Sato et al., 2011)。このように、地震サイクルのスナップショットを見ている測地学的データから 100 万年程度の時間スケールでの永久変形を推し量るのは、困難である。Otsuki (1989)は測地学的データに基づいて東北本州弧の短縮速度を 30 mm/y としていた

が、同様の理由で誤りである。

ここでは、佐藤(1989)が実測した褶曲と断層による中新世以降の地層の短縮量と短縮歪速度を用いる。彼は、東北本州弧の陸域を火山フロントから太平洋側の幅 20~50 km の帯と火山フロントの日本海側を幅 50 km 刻みで 3 本の帯に分け、それぞれの帯の平均歪速度を $1.5 \sim 3.3 \times 10^{-8}/y$, $2.4 \sim 4.4 \times 10^{-8}/y$, $2.6 \sim 8.3 \times 10^{-8}/y$, および $3.4 \sim 9.9 \times 10^{-8}/y$ (新潟県のみ)と求めた。ここでは、さらに日本海域の幅 100 km の地帯も $6.55 \times 10^{-8}/y$ で短縮しているものと仮定し、島弧を横断する全短縮速度を 11~19 mm/y と概算した。なお、太平洋側の前弧海盆を埋積する堆積層はほとんど変形していないので、この領域の永久短縮変形は無いものとみなした。

[Izu-Bonin]

Izu-Bonin 弧には背弧拡大の初期段階にあたるリフト帯が形成されている。個々のリフトの拡大速度は、幅 30~50 km のスミスリフトは $1 \sim 2.5$ mm/y (Taylor et al., 1991), 幅 20~70 km の八丈島リフトと青ヶ島リフトは最低でも $1 \sim 3$ mm/y (Klaus et al., 1992) である。他方、森田ほか(1999)は、幅 130 km の背弧域の拡大速度を約 8 mm/y とした。GPS データを解析した Nishimura et al. (2011) によれば、Izu-Bonin 弧の背弧域の伸張速度は南から北に向かって増加し、スミス島付近で 5.6 mm/y、青ヶ島付近で 6.8 mm/y、三宅島付近で 9 mm/y であるという。以上のデータを考慮し、ここでは V_a を $-5 \sim -9$ mm/y としておく。

[Mariana]

Otsuki (1989) は、複数の研究者による地質学的データに基づき、マリアナトラフの拡大速度を 30~43 mm/y とした。2000 年代に入ると GPS による測地が行われるようになった。Kato et al. (2003) によれば、マリアナトラフ北部、中部、南部の拡大速度は、それぞれ 10~20 mm/y, 20~40 mm/y, および 40~50 mm/y と南部に向かって増加する。これは地質学的研究に基づく拡大速度と概ね調和的である。

[West Honshu]

ここは GPS 観測網が整っていて、Kimura et al. (2019) によれば、中国地方の速度ベクトルの方向は約 302° で、この方向での中国地方全体 (延長 185 km) の地殻短縮速度は $6 \sim 7$ mm/y と概算される。他方、Shen-Tu and Holt (1995) による過去 400 年間の地震による水平短縮主歪速度は 285° 方向で約 $8 \times 10^{-9}/y$ であり、上と同じ測線長での地殻短縮速度に換算すれば約 1.5 mm/y となる。すなわち、GPS 測地による地殻短縮速度のわずか $1/4 \sim 1/5$ が地震性の断層運動による永久変形で、残りの大部分が弾性変形であることが分かる。しかも、これらの値には PS (Philippine Sea) プレートからの影響だけでなく、PA プレートからの貢献が含まれている。

四国南部にある GPS 観測点は 30~40 mm/y の速度で $300^\circ \sim 305^\circ$ の方向に動いていて、中央構造線付近で急激に遅くなる (Kimura et al., 2019)。この区間の地殻短縮速度

は約 30 mm/y と速いが、中央構造線以外には活断層は認められていない。中央構造線より南は forearc sliver として西方に移動しているとされてきた (例えば, McCaffrey, 1996)。Tabei et al. (2003) によると、GPS 速度場のデータと 1946 年南海地震 (M8) の coseismic な変位場から、四国の GPS 観測点の速度場は interseismic な弾性変形と中央構造線深部での 5~10 mm/y の定常的・非地震性すべりで説明できるという。

以上のように、沈み込み帯の上盤での歪速度はかなり判明しているが、そこから PS プレートによる永久変形の速度だけを評価することが難しい。なお、 D_{WB} は 100 km ほどで、 D_{sl} も 150 km を超えない (Liu and Zhao, 2015)。

[Ryukyu]

Otsuki (1989) は、地質学的データに基づいて琉球トラフの拡大速度を 30~40 mm/y と見積もった。その後の GPS 測地でも、琉球トラフ南部はほぼ真南に 35~50 mm/y で拡大している (Nishimura et al., 2004)。琉球海溝の中・北部には沖大東、大東、奄美海台が buoyant subduction していて背弧拡大を抑制しているので、ここでは琉球弧の南部のみを取り扱った。なお、Model Slab2 によれば D_{WB} は 400 km で、Wu et al. (2016) によれば D_{sl} は 450 km である。

[Manila・Philippine]

フィリピン諸島は SU (Sunda) ブロックまたは EU (Eurasia) プレートと PS プレートとの収れん帯で、MOVE1 によれば、両者間の収れん運動は、フィリピン中央部では -64° 方向に約 100 mm/y である。この収れん運動は、主に Manila 海溝 (+ Negros 海溝) と Philippine 海溝 (+ East Luzon Trough) の沈み込み帯、および Philippine 断層で調整されている。Philippine 断層は総延長 1,200 km 余りの左横ずれ断層で、緩く S 字状を成している。その中央部は約 -20° 方向の Philippine 海溝軸と反時計周りに 16 度ほど斜交し、slip partitioning が起きている。

2 つの沈み込み帯に挟まれたフィリピンの変形は、GPS 観測で明らかにされつつある。ルソン島における Philippine 断層と分岐断層を併せた変位速度は、Galgana et al. (2007) では 27~42 mm/y で、Yu et al. (2013) によれば、Philippine 断層を跨いだ延長 130~180 km の 3 測線上に速度ジャンプは認められず、測線両端の相対変位は 24~40 mm/y である。最新の Hsu et al. (2016) の研究によれば、Philippine 断層と分岐断層を併せた変位速度は 33~38 mm/y である。

他方、Daligdig (1997) による古地震学的平均変位速度は、Philippine 断層から Digdig 断層が分岐する付近で 9~17 mm/y で、GPS 測地の 30~45% に過ぎない。GPS による変位から interseismic な弾性変形を完全に分離することが難しいが、他方、古地震学的な変位速度は地表の断層帯に限られた値である。したがって、GPS 観測による変位速度は上限値を、古地震学的変位速度は下限値を与えるものと理解しておく。

Yoshida et al. (2016) の発震機構解析によれば、ルソン島

主部の Philippine 断層近傍の主圧力軸はほぼ東西で、GPS 測地と古地震学による変位速度の主圧力軸方向の成分は、それぞれ 19~33 mm/y および 7~13 mm/y である。

ルソン島主部以南における Philippine 断層の変位速度に関するデータは少なく、GPS 測地データは Galgana et al. (2007) による Bicol 地方での 27~29 mm/y だけである。フィリピン中部のレイテ島付近は Philippine 断層のクリープ・セクションとして知られ、局所的な GPS と三角測量によれば、変位速度 35 mm/y である (Duquesnoy et al. (1994) は 26 mm/y としたが、Duquesnoy (1997) は 35 mm/y に改めた)。また、Duquesnoy et al. (1994) が指摘したレイテ島の 0.45 Ma の volcanic cone が 8 km 変位している現象からは、変位速度が 18 mm/y となる。ルソン島南端部の Bicol 地方から Masbate 島を経て Leyte 島にかけての地域では、主圧力軸はほぼ東西方向である (Yoshida et al., 2016)。上記の短期と長期の変位速度の主圧力軸方向の成分は、それぞれ 20.5 mm/y および 10.6 mm/y と概算される。

Manila と Philippine 沈み込み帯の D_{sl} は、van der Meer et al. (2018) では明瞭に表示されていないのだが、Wu et al. (2016) によれば前者は 450 km、Fan and Zhao (2019) によれば後者も 450 km ほどである。

[Andaman]

Sumatra 海溝から Andaman 海溝にかけては、AU (Australia) プレートが SU ブロックの下に鋭角に斜め沈み込みをしている。上盤プレートには forearc sliver が形成されていて、プレート間の相対運動は海溝に直交する成分と平行成分に分配されている。島弧に平行な右横ずれ運動は、南部の sliver に関しては Great Sumatran Fault が、北部では Sagaing Fault が担っている。Andaman 海はこれら 2 つのトランスフォーム断層が stepover する場所に形成された一種の pull-apart basin だと解釈される。そこには拡大軸を示す海底地形が認められ、正断層型の地震が観測されている (Diehl et al., 2013)。トランスフォーム断層の方向から、拡大の方向はほぼ南北と判断される。Andaman Sea の海洋底磁気異常から、Chron2 から現在までの間の拡大速度は 38 mm/y と見積もられている (Kamesh Raju et al., 2004)。

ここで注意を要することは、インド亜大陸の北上に引きずられ、Andaman 海の拡大軸の北にある上盤プレートの中、Sagaing Fault の西側の部分 (本来は SU ブロックに属する) も北に移動していることである。Socquet et al. (2006) によれば、この北への移動速度は SU ブロックに対して約 30 mm/y である。本論文では、プレート運動モデルで計算した SU ブロックの速度にこの 30 mm/y を加えた値を $V_{o/a}$ としている。

[Sunda]

オーストラリア大陸が衝突しつつある Timor Trough より東を避け、本論文では、通常のプレート沈み込み帯である Java 島付近を検討の対象とする。ここでは AU プレートが海溝軸にほぼ直交して沈み込んでいて、World Stress Map

2016 によれば、 σ_1 が 10° 方向の横ずれ型浅発地震が少数ながら起きている。Java 島と Borneo 島南岸付近に設置された GPS 観測点を作る三角形内の主歪の中、島弧により直交する主歪は $0 \sim 10^{-9}/y$ のオーダーの短縮で、平行に近い主歪は $1.7 \sim 2.9 \times 10^{-8}/y$ の伸張である (Bock et al., 2003)。したがって、Java 島付近の Sunda 弧は極めて弱い短縮状態にあるとみなせる。

[New Britain]

New Britain 島付近 (例えば、 $6^\circ S$, $152^\circ E$ の地点) では、 287° 方向に 68 mm/y で動く PA プレート (または Caroline プレート) と、 36° 方向に 66 mm/y で動く AU プレートに挟まれた変動帯である。この 2 大プレートの間には、南東側から順に AU プレートの北縁の Woodlark 拡大軸、その北の Solomon プレート、それが沈み込む New Britain 海溝、New Britain 沈み込み帯の上盤を割く Bismarck Sea Seismic Lineation (BSSL; トランスフォーム断層を伴う背弧拡大軸)、BSSL の南側の South Bismarck プレートと北側の North Bismarck プレート、North Bismarck プレートの北縁を画する Manus 海溝などが 2 大プレート間の運動を調整している。Otsuki (1989) 以後の大きな進展は、GPS による一連の測地学的研究である。

Wallace et al. (2004) は 3 地点の GPS の移動ベクトルと BSSL で起こった 58 個の地震のスリップベクトルから、North Bismarck プレートのオイラーベクトルを求めた。オイラーポールはニューギニア島東端のすぐ南にあるため、東西方向に伸びる BSSL の西部では 277° 方向に約 120 mm/y で、東部では 310° 方向に約 140 mm/y で移動している。これは Tregoning et al. (1998) とほぼ等しい。New Britain 島弧の V_a をこのような運動の平均像とすれば、 294° 方向に 130 mm/y としてよいであろう。

Manus 海溝の北にあるのが PA プレートであろうと Caroline プレートであろうと、例えば ($0.5^\circ S$, $145.5^\circ E$) での絶対運動はともに $286 \pm 1.5^\circ$ 方向に 67 mm/y で、ほとんど違いは無い。Tregoning (2002) によれば、Manus 海溝を境にした North Bismarck プレートに対する PA プレートの運動は、 172.4° 方向に 7.6 mm/y 程度なので、North Bismarck プレートの絶対運動は 291.7° 方向に 70.4 mm/y となる。したがって、 $V_{o/a}$ は -70.3 mm/y である。

Wallace et al. (2004) は 5 つの地点の GPS 速度ベクトルと New Britain 海溝で起こった 224 個の地震のスリップベクトル、および Woodlark 拡大軸の 4 本のトランスフォーム断層から、Woodlark/AU のオイラーベクトルを求めた。オイラーポールは Woodlark 拡大軸の西方近傍に在り、Woodlark プレートの移動は New Britain 海溝近傍の西部では約 295° 方向に 24 mm/y、東部では約 310° 方向に 39 mm/y である。これらの速度は、Taylor et al. (1995) が海洋底磁気異常の縞模様から求めた速度より 30% 小さい。これらの速度の New Britain 海溝での V_a に平行な成分は $24 \sim 38$ mm/y (平均 31 mm/y) である。AU プレートの運動の V_a に平行な成分は -11 mm/y なので、 $V_{s/a}$ の平均値は 20 mm/y である。なお、この地域のマイクロプレートの運動

はローカルなものであり、とりあえず Table 1 の NNR-MORVEL56 の欄に運動学的パラメータを記入しておいた。

Model Slab 1.0 によれば、New Britain 沈み込み帯の D_{WB} は約 450 km である。

[South Solomon]

約 302° 方向に連なる Solomon 島弧の下には、北側の North Solomon 海溝からは PA プレートが、南側の San Cristobal 海溝からは AU プレートが沈み込んでいる。AU プレートの PA プレートに対する相対運動は、74.0° 方向に 100 mm/y の速度である。

Miura et al. (2004) による地下構造地震探査と震源分布解析によれば、San Cristobal 海溝から沈み込む AU スラブの構造は明瞭で、 D_{WB} は 50~100 km である。これに対し、North Solomon 海溝から続く深発地震面は深さ 200 km まで達しているものの、それはかつて本格的に沈み込んでいた PA スラブの名残であると思われる。事実、Tregoning et al. (1998) による GPS 測地データ解析によれば、Solomon 島弧上の観測点の PA プレートに対する相対速度はわずか 15 mm/y ほどで、PA プレートから切り離されつつある。地震波トモグラフィーでも、South Solomon 島弧下には目立った高速度異常部は無い。

World Stress Map 2016 によれば、Solomon 島弧で起こる浅発地震の発震機構解は逆断層型が大部分で、横ずれ型を伴う。いずれも主圧力軸の方向は北東であり、水平圧縮応力場にあることを示す。Solomon 島弧の中軸部にある Central Solomon intra-arc basin を反射法地震探査で調べた Cowley et al. (2004) によれば、後期鮮新世以降に San Cristobal 海溝からの沈み込みが開始し、短縮変形が強まったという。しかし、 V_a は定量的には分かっていない。

[New Hebrides]

New Hebrides 沈み込み帯での AU (Australia) プレートの PA (Pacific) プレートに対する相対運動は、方向が 76°~77°、速度は北端部で 92 mm/y、中部で 88 mm/y、南端部では 77 mm/y である。Model Slab 1.0 によれば、 D_{WB} は 300 km 余りだが、d'Entrecasteaux 海嶺と West Torres plateau が沈み込んでいる島弧中・北部のセグメント、および Loyalty 海嶺が沈み込みつつある南端部では 200 km 程度である。Otsuki (1989) は D_{WB} を 670 km としたが、次の [Tonga・Kermadec] の項でも述べるように、detached slab 起源の深発地震を New Hebrides 沈み込み帯の深発地震面の深部延長と誤認していたからであった。ただし、 D_{sl} はマントル遷移層下底まで達していて、Tonga 海溝から延びる高地震波速度帯と会合している (Hall and Spakman, 2002)。

Otsuki (1989) は New Hebrides を背弧短縮型の沈み込み帯とみなしていた。しかし、ここでは当時でも理解し難い現象が観測されていた。島弧中部の背弧には逆断層型や横ずれ型の浅発地震が起きているかと思えば、南部の背弧には背弧拡大を思わせる小海盆列が形成されていたからである。ところが、長期間観測による GPS 速度場を解析した Calmant et al. (2003) と Bergeot et al. (2009) によって、d'Entrecasteaux 非地震性海嶺が New Hebrides 海溝の中部に buoyant subduction して島弧を強く圧縮し、それによって絞り出された南北両側の島弧地殻がそれぞれ時計回りと反時計回りに回転して逆に西に移動するという速度場が明らかになったのである。New Hebrides 沈み込み帯は非地震性海嶺の buoyant subduction に支配されていることが判明したので、本論文の研究対象から除外した。

teaux 非地震性海嶺が New Hebrides 海溝の中部に buoyant subduction して島弧を強く圧縮し、それによって絞り出された南北両側の島弧地殻がそれぞれ時計回りと反時計回りに回転して逆に西に移動するという速度場が明らかになったのである。New Hebrides 沈み込み帯は非地震性海嶺の buoyant subduction に支配されていることが判明したので、本論文の研究対象から除外した。

[Tonga・Kermadec]

Otsuki (1989) が最も困ったことは、Tonga と Kermadec の沈み込み帯だけが式 (1) と (2) のトレンドから大きく外れることであった。その後、重要な 2 編の論文が公表された。その一つは Bevis, et al. (1995) の論文で、GPS 観測によれば Lau 海盆は 84~160 mm/y という異常な速さで拡大し、北部ほど速いという。そして、Tonga 海溝も同様な速度で rollback していることを示唆した。もう一つは Richards et al. (2011) の論文で、震源分布と地震波トモグラフィーを基に、New Hebrides 沈み込み帯起源の detached slab が Tonga 海溝から沈み込んだ PA スラブに衝突し、それが Tonga の背弧拡大を起こしたとした。この衝突が PA スラブを押し下げ、subduction hinge を異常に高速で rollback させたものと思われる。Detached slab の問題は、North Fiji Basin の下で頻発する深発地震に注目した Okal and Kirby (1998) などによって指摘されていたことであった。

これで Tonga とその南に続く Kermadec からのデータが式 (1) と (2) のトレンドから大きく外れる原因が例外的な作用によることが判明した。なお、Kermadec に関しては、detached slab の影響が及ばないより南に移し、次の項で再度検討する。

[Kermadec・Hikurangi]

Tonga 海溝とその南の Kermadec 海溝との境界には Louisville 海山列が衝突していて、海溝がくびれている。位置をさらに南の 32°S に移し、Kermadec 沈み込み帯を再検討する。PA プレートと AU プレートとの間の収れん速度は、Kermadec 海溝 (32°S, 178°W) では 85.4° 方向に 57 mm/y、より南のニュージーランド北島沖の Hikurangi トラフ (39°S, 179°E) では 80.0° 方向に 44 mm/y である。斜め沈み込みの角度も 65° から 55° へと変化する。

沈み込む PA プレートの性質も Kermadec 海溝では海洋性リソスフェアで、Hikurangi トラフではやや厚い地殻の Hikurangi Plateau に変り、ニュージーランド北島沖では大陸性地殻の Chatham Rise が衝突している。Kermadec 海溝に対応する背弧海盆が Havre Trough で、ニュージーランド北島北部のリフト帯である Taupo Volcanic Zone へと続いている。Model Slab 1.0 によれば、 D_{WB} は 300~400 km である。World Stress Map 2016 によれば、Havre Trough から Taupo Volcanic Zone にかけて発生する地震の多くは、主張力軸の方向が島弧にほぼ直交する正断層型である。

かつて、Malahoff et al. (1982) は空中磁気探査から Havre Trough の拡大速度を 54 mm/y とし、Otsuki (1989) はそれに従った。ところが、その後の海底探査によって中央

拡大軸のような構造が無いことが分かり、否定された(例えば, Wysoczanski et al., 2010). その後, Wright(1993)は, 以下の3つの根拠から, Havre Troughが5Maに拡大を開始し, 15~20 mm/yの速度で進行したとした. ① Havre Troughの陸上延長である Taupo Volcanic Zoneの東進が4Maに始まり, 20~30 mm/yで進行した. ② Taupo Volcanic Zoneをカバーする三角測量によれば, 地殻引張速度は12~20 mm/yである. ③地震のスリップベクトルから求めたプレート運動は28°S~33°Sの Havre Troughが8~21 mm/yで開いたことを示唆する(Pelletier and Louat, 1989).

その後, New Zealand 全域のGPS速度場がWallace et al. (2004)によって明らかにされた. Nicol and Wallace (2007)は, とくに10年余りのGPS観測による短期間速度場と地質学的に見積もられた100万年程度の期間の長期間速度場とを比較した. 彼らによれば, 両者は概ね調和的であるという. 本論文に関係した事のみ述べれば, 最北部の Taupo Volcanic zoneの拡大速度は地質学的には19 mm/y, GPS観測でも17 mm/yと互いに調和的である. 北島の陸域を横断するトランセクト全体での伸張速度も, 地質学的には20.9 mm/y, GPS観測でも17.5 mm/yで, ほぼ一致している.

以上のことから, Havre TroughとTaupo Volcanic Zoneの拡大速度を約20 mm/yとしておく.

[Puysegur]

Puysegur沈み込み帯はニュージーランド南島の南方にあり, Alpine断層から続く延長600 kmほどの短い沈み込み帯で, 25°の方向である. この海溝の西にあるAUプレートが東のPAプレートの下に沈み込んでいる. Puysegur海溝の中心部(47.5°S, 164.5°E)でのAUプレートのPAプレートに対する相対運動は52.7°方向に37 mm/yである. D_{WB} は150 kmほどで(Anderson and Webb, 1994), 深発地震面の傾斜は深さ50 kmで50度, 100 kmでほぼ垂直になる. 地震波トモグラフィーによる D_{sl} も約200 kmである(Zietlow et al., 2016).

ここはあまり研究が進んでいなかった所で, Otsuki (1989)はわずかなデータを頼りに背弧引張型の沈み込み帯であると判断したのだった. その後研究は飛躍的に進展し, AUプレートとPAプレートを境する中央海嶺が後にトランスフォーム断層に転換したのがMacquarie Ridge Complexで, さらにその一部がPuysegurプレート沈み込み帯に転換したとされた(Hayes et al., 2009). 背弧にあるSolander TroughはMacquarie Ridge Complexが中央海嶺であったときに生産された始新世~漸新世の海洋性地殻であり(Hayes et al., 2009), 背弧拡大の産物ではない. さらに, トラフ内には逆断層性の活断層が発見されていて(Melhuish et al., 1999), World Stress Map 2016とHayes et al. (2009)によれば, Puysegur島弧には主圧力軸が東西方向の逆断層型地震が卓越している. したがって, 本論文ではPuysegurを軽度の背弧短縮型の沈み込み帯であると訂正する.

[Hellenic]

Hellenic島弧域でのEU(Eurasia)プレートに対するAF(Africa)プレートの収れん速度は約10 mm/yである. これら2つの巨大プレートに挟まれたトルコのアナトリアやエーゲ海地域の変形挙動は, GPS観測によって明らかにされた(Kahle et al., 2000; Floyd et al., 2010; England et al., 2016など). アラビアプレートに衝突されたアナトリアは, 北アナトリア断層とその西方延長の北エーゲ海トラフの断層に沿って西に押し出され, 西に隣接するエーゲ海域は反時計回りに回転しつつ, ついには南のヘレニック海溝に向かって移動している. 多数の浅発地震の発震機構解(Reilinger et al., 2006; Floyd et al., 2010; England et al., 2016など)によれば, この南南西に向かう速度場は南北方向の引張応力場(歪場)を伴っている.

Floyd et al. (2010)によるGPS速度場解析は, Hellenic島弧域の歪場を明瞭に描いている. ①主引張歪軸は全域的にほぼ南北を向いていて, 引張歪はギリシャ東部とトルコ西海岸部で大きい. ②回転が大きい地域も同様で, ギリシャ東部は時計回りに, トルコ西海岸部は半時計回りに回転している. ③背弧域で最も水深が深いのはクレタ海(クレタ島の北側)だが, そこを中心とした背弧域の中央部では変形も回転も著しく小さい. ④すなわち, ギリシャ東部とトルコ西海岸部は弱く東西に短縮し, 南北に強く引き伸ばされつつ, 扉を開くように変形し, 中央の背弧域はほとんど変形から免れて, Hellenic海溝側に押し出されているように見える.

引張変形速度の大きいギリシャ東部では, 海溝軸から始まる長さ390 km余りのトランセクト(37.5°N:21.7°E-40°N:23.95°E)がNE-SW方向に20.7 mm/yで伸張し, その南東側に並列する長さ335 kmの別のトランセクト(36.5°N:22.4°E-38.9°N:24.5°E)は4.3 mm/yで伸張している. 成長しつつある引張構造は, ヘレニック島弧の構造を切る東西方向の正断層群で, ギリシャのPeloponnesus半島基部にあつて拡大速度10~16 mm/yのCorinth湾地溝(Bernard et al., 2006)は代表例である.

Kahle et al. (2000)によれば, Hellenic沈み込み帯においてマリアナ弧のような典型的な背弧拡大を伴うテクトニクスが進行したのは漸新世末から中新世末期であつて, それとは異なる現在の引張テクトニクスが始まったのは鮮新世以降のことであるという. とまれ, エーゲ海域に上に紹介したような引張歪場が形成されるためには, ヘレニック海溝のプレート境界に上盤プレートを南に引き寄せる力が作用している必要がある.

EUプレートに対するHellenic島弧南縁の速度ベクトルは, 上に引用したもののGPS観測結果でも30~35 mm/yであり, EUプレートとAFプレートとの収れん速度はほぼ10 mm/yなので, $V_{o/a} + V_{s/a} - V_a$ は40~45 mm/yであつて, α (≈ 69 mm/y)より約30 mm/y小さい. すなわち, 通常のプレート沈み込み帯に比べてsubduction hingeがrollbackしにくいことを示唆する. Hellenic沈み込み帯での深発地震面の D_{WB} は180 km程度と浅いが(Papazachos et al., 2000; Halpaap et al., 2018), D_{sl} はマントル遷移層

下限を突き抜けて 1,600 km ほどにまで到達している (van der Meer et al., 2018). しかも, スラブの年齢も特に若くはないので, “負の浮力”が小さいわけではない。

Hellenic 沈み込み帯は“Mediterranean Ridge”と称される付加帯を伴っている。注目すべきことは, 北上しつつあるアフリカ大陸先端部のリビアの Cyrenaica 半島がこの付加帯に衝突しつつあり, 付加帯の deformation front を幅 540 km にわたって北に最大 90 km 押し曲げている (Chamot-Rooke et al., 2005 の Fig. 1). $V_{o/a} + V_{s/a} - V_a$ が 40~45 mm/y なので, 衝突開始時期は最短で 200 万年前ということになる。まだ始まったばかりではあるが, この buoyant subduction が α を小さくしている可能性がある。

謝 辞

まず, 地質学雑誌特集号「日本海拡大に関連したテクトニクス, 堆積作用, マグマ活動, 古環境」を企画し, 論文執筆の機会を提供して下さった星 博幸氏に感謝する。拙著を査読して下さい吉田晶樹氏と大坪 誠氏にもお礼を申し上げる。特に吉田氏からは地震波トモグラフィーとプレート沈み込み帯の数値シミュレーションの研究成果にも留意するようにとのコメントを頂き, 論文を大幅に改良することに役立った。本論文の執筆に際しては 400 編ほどの論文をダウンロードしたが, 退職後も自宅に居ながらにして世界中の電子ジャーナルに自由・無制限にアクセスできる環境を整えて下さっている東北大学にも感謝する。

文 献

- Aitken, T., Mann, P., Escalona, A. and Christeson, G. L., 2011, Evolution of the Grenada and Tobago basins and implications for arc migration. *Mar. Pet. Geol.*, **28**, 235–258.
- Altamimi, Z., Rebischung, P., Métivier, L. and Collilleux, X., 2016, ITRF2014: A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **121**, 6109–6131.
- Anderson, H. and Webb, T., 1994, New Zealand seismicity: Patterns revealed by the upgraded National Seismograph Network. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **37**, 477–493.
- Argus, D. F., Gordon, R. G. and DeMets, C., 2011, Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net rotation reference frame. *Geochim. Geophys. Geosyst.*, **12**, Q11001, doi: 10.1029/2011GC003751.
- Bergeot, N., Bouin, M. N., Diamant, M., Pelletier, B., Regnier, M., Calmant, S. and Ballu, V., 2009, Horizontal and vertical interseismic velocity fields in the Vanuatu subduction zone from GPS measurements: Evidence for a central Vanuatu locked zone. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **114**, B06405, doi: 10.1029/2007JB005249.
- Bernard, P., Lyon-Caen, H., Briole, P., Deschamps, A., Boudin, F., Makropoulos, K.,...Linde, A., 2006, Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of Corinth: New insights from the Corinth Rift Laboratory (CRL). *Tectonophysics*, **426**, 7–30.
- Bevis, M., Taylor, F. W., Schutz, B. E., Recy, J., Isacks, B. L., Helu, S.,...Calmant, S., 1995, Geodetic observations of very rapid convergence and back-arc extension at the Tonga arc. *Nature*, **374**, 249–251.
- Bird, P., 2003, An updated digital model of plate boundary. *Geochim. Geophys. Geosyst.*, **4**, 1027, doi: 10.1029/2001GC000252.
- Biswas, N. N., Aki, K., Pulpan, H. and Tytgat, G., 1986, Characteristics of regional stresses in Alaska and neighboring areas. *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 177–180.
- Bock, Y., Prawirodirdjo, L., Genrich, J. F., Stevens, C. W., McCaffrey, R., Subarya, C.,...Calais, E., 2003, Crustal motion in Indonesia from Global Positioning System measurements. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **108**, 2367, doi: 10.1029/2001JB000324.
- Bürgmann, R., Ko, M. G., Steblov, G. M., Hilley, G., Levin, V. E. and Apel, E., 2005, Interseismic coupling and asperity distribution along the Kamchatka subduction zone. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **110**, B07405, doi: 10.1029/2005JB003648.
- Calmant, S., Pelletier, B., Lebelledard, P., Bevis, M., Taylor, F. W. and Phillips, D. A., 2003, New insight on the tectonics along the New Hebrides subduction zone based on GPS results. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **108**, 2319, doi: 10.1029/2001JB000644.
- Canora, C., Martínez-Díaz, J. J., Villamor, P., Staller, A., Berryman, K., Álvarez-Gómez, J. A.,...Díaz, M., 2014, Structural evolution of the El Salvador Fault Zone: an evolving fault system within a volcanic arc. *J. Iberian Geol.*, **40**, 471–488.
- Chamot-Rooke, N., Rabaute, A. and Kreemer, C., 2005, Western Mediterranean Ridge mud belt correlates with active shear strain at the prism-backstop geological contact. *Geology*, **33**, 861–864.
- Christeson, G. L., Mann, P., Escalona, A. and Aitken, T. J., 2008, Crustal structure of the Caribbean–northeastern South America arc–continent collision zone. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **113**, B08104, doi: 10.1029/2007JB005373.
- Coltice, N., Husson, L., Faccenna, C., and Arnould, M., 2019, What drives tectonic plates? *Sci. Adv.*, **5**, eaax4295.
- Corti, G., Carminati, E., Mazzarini, F. and Garcia, M. O., 2005, Active strike-slip faulting in El Salvador, Central America. *Geology*, **33**, 989–992.
- Cowley, S., Mann, P., Coffin, M. F. and Shipley, T. H., 2004, Oligocene to Recent tectonic history of the Central Solomon intra-arc basin as determined from marine seismic reflection data and compilation of onland geology. *Tectonophysics*, **389**, 267–307.
- Daligdig, J., 1997, *Recent Faulting and Paleoseismicity along the Philippine Fault Zone, North Central Luzon, Philippines*. PhD thesis, Faculty of Science, Kyoto University.
- DeMets, C., 1992, Oblique convergence and deformation along the Kuril and Japan trenches. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **97**, 17615–17625.
- DeMets, C., 2001, A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **28**, 4043–4046.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. and Stein, S., 1990, Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, **101**, 425–478.
- DeMets, C., Gordon, R. G. and Argus, D. F., 2010, Geologically current plate motions. *Geophys. J. Int.*, **181**, 1–80.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. and Stein, S., 1994, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimate of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191–2194.
- Diehl, T., Waldhauser, F., Cochran, J. R., Kamesh Raju, K. A., Seeber, L., Schaff, D. and Engdahl, E. R., 2013, Back-arc extension in the Andaman Sea: Tectonic and magmatic processes imaged by high-precision teleseismic double-difference earthquake relocation. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **118**, 2206–2224.
- Duquesnoy, T., 1997, *Contribution de la Géodésie à l'étude de grands décrochements actifs associés à des zones de subduction à convergence oblique, Exemples de la Grande faille de Sumatra et de la faille Philippine*. Thesis, Univ. de

- Paris Sud-Orsay, France.
- Duquesnoy, T., Barrier, E., Kasser, M., Aurelio, M., Gaulon, R., Punongbayan, R. S. and Rangin, C., 1994, Detection of creep along the Philippine fault: First results of geodetic measurements on Leyte Island, central Philippines. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 975–978.
- Ego, F. and Ansan, V., 2002, Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102°–99°W) in transtensive deformation? *Tectonophysics*, **359**, 189–208.
- Engdahl, E. R., van der Hilst, R. and Buland, R., 1998, Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **88**, 722–743.
- England, P., Houseman, G. and Nocquet, J.-M., 2016, Constraints from GPS measurements on the dynamics of deformation in Anatolia and the Aegean. *J. Geophys. Res.*, **121**, 8888–8916.
- Eude, A., Roddaz, M., Bricchau, S., Brusset, S., Calderon, Y., Baby, P. and Soula, J.-C., 2015, Controls on timing of exhumation and deformation in the northern Peruvian eastern Andean wedge as inferred from low-temperature thermochronology and balanced cross section. *Tectonics*, **34**, 715–730.
- Fan, J. and Zhao, D., 2019, P-wave anisotropic tomography of the central and southern Philippines. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **286**, 154–164.
- Floyd, M. A., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., Avallone, A., Briole, P.,...England, P. C., 2010, A new velocity field for Greece: Implications for the kinematics and dynamics of the Aegean. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **115**, B10403, doi: 10.1029/2009JB007040.
- Forsyth, D. and Uyeda, S., 1975, On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* **43**, 163–200.
- Funk, J., Mann, P., McIntosh, K. and Stephens, J., 2009, Cenozoic tectonics of the Nicaraguan depression, Nicaragua, and Median Trough, El Salvador, based on seismic-reflection profiling and remote-sensing data. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **121**, 1491–152.
- Gaedicke, C., Baranov, B., Seliverstov, N., Alexeiev, D., Tsukanov, N. and Freitag, R., 2000, Structure of an active arc-continent collision area: the Aleutian–Kamchatka junction. *Tectonophysics*, **325**, 63–85.
- Galgana, G., Hamburger, M., McCaffrey, R., Corpuz, E. and Chen, Q. Z., 2007, Analysis of crustal deformation in Luzon, Philippines using geodetic observations and earthquake focal mechanisms. *Tectonophysics*, **432**, 63–87.
- Gripp, A. E. and Gordon, R. G., 2002, Young tracks of hotspots and current plate velocities. *Geophys. J. Int.*, **150**, 321–361.
- Hall, R. and Spakman, W., 2002, Subducted slabs beneath the eastern Indonesia-Tonga region: insights from tomography. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **201**, 321–336.
- Halpaap, F., Rondenay, S. and Ottemöller, L., 2018, Seismicity, deformation, and metamorphism in the Western Hellenic Subduction Zone: New constraints from tomography. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **123**, 3000–3026.
- Hayes, G. P., Furlong, K. P. and Ammon, C. J., 2009, Intraplate deformation adjacent to the Macquarie Ridge south of New Zealand-The tectonic evolution of a complex plate boundary. *Tectonophysics*, **463**, 1–14.
- Hayes, G. P., Moore, G. L., Portner, D. E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M. and Smoczyk, G. M., 2018, Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*, **362**, 58–61.
- Hayes, G. P., Wald, D. J. and Johnson, R. L., 2012, Slab 1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **117**, B01302, doi: 10.1029/2011JB008524.
- Heidbach, O., Rajabi, M., Cui, X., Fuchs, K., Müller, B., Reinecker, J.,...Zoback, M., 2018, The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales. *Tectonophysics*, **77**, 484–498.
- Heuret, A. and Lallemand, S., 2005, Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation. *Phys. Earth Planet. Int.*, **149**, 31–51.
- Hsu, Y.-J., Yu, S.-B., Loveless, J. P., Bacolcol, T., Solidum, R., Luis Jr, A.,...Woessner, J., 2016, Interseismic deformation and moment deficit along the Manila subduction zone and the Philippine Fault system. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **121**, 7639–7665.
- 一柳正和, 1995, 不可逆過程の熱力学入門. 講談社, 148p. [Ichii-yanagi, M., 1995, *Introduction to Thermodynamics of Irreversible Processes*. Kodansha, 148p.]
- Jarrard, R., 1986, Relations among subduction parameters. *Rev. Geophys.*, **24**, 217–284.
- Kahle, H.-G., Cocard, M., Peter, Y., Geiger, A., Reilinger, R., Barka, A. and Veis, G., 2000, GPS-derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African, and Arabian Plates. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **105**, 23,353–23,370.
- Kamesh Raju, K. A., Ramprasad, T., Rao, P. S., Ramalingeswara Rao, B. and Juby Varghese, 2004, New insights into the tectonic evolution of the Andaman basin, northeast Indian Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **221**, 145–162.
- Kato, T., Beavan, J., Matsushima, T., Kotake, Y., Camacho, J. and Nakao, S., 2003, Geodetic evidence of back-arc spreading in the Mariana Trough. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1625, doi: 10.1029/2002GL016757.
- Kimura, H., Tadokoro, K. and Ito, T., 2019, Interplate coupling distribution along the Nankai Trough in southwest Japan estimated from the block motion model based on onshore GNSS and seafloor GNSS/A observations. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **124**, 6140–6164.
- Klaus, A., Taylor, N., Moore, G. F., Murakami, F. and Okamura, Y., 1992, Back-arc rifting in the Izu–Bonin rifting in the Izu–Bonin Island arc: structural evolution of Hachijo and Aoga Shima rifts. *Isl. Arc*, **1**, 16–31.
- Kley, J. and Monaldi, C. R., 1998, Tectonic shortening and crustal thickness in the central Andes: How good is the correlation? *Geology*, **26**, 723–726.
- Klotz, J., Khazaradze, G., Angermann, D., Reigber, C., Perdomo, R. and Cifuentes, O., 2001, Earthquake cycle dominates contemporary crustal deformation in central and southern Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **193**, 437–446.
- Kogan, M. G., Frolov, D. I., Vasilenko, N. F., Freymueller, J. T., Steblov, G. M., Ekström, G.,...Prytkov, A. S., 2017, Plate coupling and strain in the far western Aleutian arc modeled from GPS data. *Geophys. Res. Lett.*, **44**, 3176–3183.
- Koulakov, I. Yu., Dobretsov, N. L., Bushenkova, N.A. and Yakovlev, A.V., 2011, Slab shape in subduction zones beneath the Kurile–Kamchatka and Aleutian arcs based on regional tomography results. *Russ. Geol. Geophys.*, **52**, 650–667.
- Kozhurin, A. and Zelenin, E., 2017, An extending island arc: The case of Kamchatka. *Tectonophysics*, **706–707**, 91–102.
- Kreemer, C., Holt, W. E. and Haines, A. J., 2003, An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation. *Geophys. J. Int.*, **154**, 8–34.
- Lallemand, S., Heuret, A., Faccenna, C. and Funicello, F., 2008, Subduction dynamics as revealed by trench migration. *Tectonics*, **27**, TC3014, doi: 10.1029/2007TC002212.
- Levin, V., Shapiro, N., Park, J. and Ritzwoller, M., 2002, Seismic evidence for catastrophic slab loss beneath Kamchatka. *Nature*, **418**, 763–767.
- Levin, V., Shapiro, N., Park, J. and Ritzwoller, M., 2005, Slab portal beneath the western Aleutians. *Geology*, **33**, 253–256.
- Liu, X. and Zhao, D., 2015, Seismic attenuation tomography of

- the Southwest Japan arc: new insight into subduction dynamics. *Geophys. J. Int.*, **201**, 135–156.
- Malahoff, A., Feden, R. H. and Fleming, H. S., 1982, Magnetic anomalies and tectonic fabric of marginal basins north of New Zealand. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **87**, 4109–4125.
- Mann, P., Calais, E., Ruegg, J.-C., DeMets, C., Jansma, P. E. and Mattioli, G. S., 2002, Oblique collision in the north-eastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics*, **21**, 1057, doi: 10.1029/2001TC001304.
- McCaffrey, R., 1992, Oblique plate convergence, slip vectors, and forearc deformation. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **97**, 8905–8915.
- McCaffrey, R., 1996, Estimates of modern arc-parallel strain rates in fore arcs. *Geology*, **24**, 27–30.
- Melhuish, A., Sutherland, A., Daveya, F. J. and Lamarche, G., 1999, Crustal structure and neotectonics of the Puysegur oblique subduction zone, New Zealand. *Tectonophysics*, **313**, 335–362.
- Minster, J. B. and Jordan, H. T., 1978, Present-day plate motion. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **83**, 5331–5354.
- Miura, S., Suyehiro, K., Shinohara, M., Takahashi, N., Araki, E. and Taira, A., 2004, Seismological structure and implications of collision between the Ontong Java Plateau and Solomon Island Arc from ocean bottom seismometer-airgun data. *Tectonophysics*, **389**, 191–220.
- 森田澄人・石塚 治・Hochstaedter, A.・石井輝秋・山本富士夫・徳山栄一・平 朝彦, 1999, 北部伊豆・小笠原弧の火山及び構造の発達史. 月刊地球(号外), **23**, 79–99. [Morita, S., Ishizuka, O., Hochstaedter, A., Ishii, T., Yamamoto, F., Tokuyama, H. and Taira, A., 1999, Volcanic and structural evolution of the Northern Izu–Bonin Arc. *Chikyu Monthly, Extra ed.*, **23**, 79–99.]
- Nakamura, K., Jacob, K. H. and Davies, J. N., 1977, Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation – Aleutians and Alaska. *Pure Appl. Geophys.*, **115**, 87–112.
- Nicol, A. and Wallace, L. M., 2007, Temporal stability of deformation rates: Comparison of geological and geodetic observations, Hikurangi subduction margin, New Zealand. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **258**, 397–413.
- Nishimura, N., 2011, Back-arc spreading of the northern Izu–Ogasawara (Bonin) Islands arc clarified by GPS data. *Tectonophysics*, **512**, 60–67.
- Nishimura, S., Hashimoto, M. and Ando, M., 2004, A rigid block rotation model for the GPS derived velocity field along the Ryukyu arc. *Phys. Earth Planet. Int.*, **142**, 185–203.
- Okal, E. A. and Kirby, S. H., 1998, Deep earthquakes beneath the Fiji Basin, SW Pacific: Earth's most intense deep seismicity in stagnant slabs. *Phys. Earth Planet. Int.*, **109**, 25–63.
- Otsuki, K., 1989, Empirical relationship among the convergence rate of plates, rollback rate of trench axis and island-arc tectonics: "laws of convergence rate of plates". *Tectonophysics*, **159**, 73–94.
- Papazachos, B. C., Karakostas, V. G., Papazachos, C. B. and Scordilis, E. M., 2000, The geometry of the Wadati–Benioff zone and lithospheric kinematics in the Hellenic arc. *Tectonophysics*, **319**, 275–300.
- Pelletier, B. and Louat, R., 1989, Seismotectonics and present-day relative plate motions in the Tonga–Lau and Kermadec–Havre region. *Tectonophysics*, **165**, 237–250.
- Préz, O. J., Bilham, R., Bendick, R., Velandia, J. R., Hernández, N., Moncayo, C., Kozuch, M., 2001, Velocity field across the southern Caribbean plate boundary and estimates of Caribbean/South-American plate motion using GPS geodesy 1994–2000. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2987–2990.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Karam, G., 2006, GPS constraints on continental deformation in the Africa–Arabia–Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **111**, B05411, doi: 10.1029/2005JB004051.
- Richards, S., Holm, R. and Barber, G., 2011, When slabs collide: A tectonic assessment of deep earthquakes in the Tonga–Vanuatu region. *Geology*, **39**(8), 787–790.
- 佐藤比呂志, 1989, 東北本州弧における後期新生界の変形度について. 地質学論集, **32**, 257–268. [Sato, H., 1989, Degree of deformation of late Cenozoic strata in the Northeast Honshu Arc. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **32**, 257–268.]
- Sato, M., Fujita, M., Matsumoto, Y., Ishikawa, T., Saito, H., Mochizuki, M. and Asada, A., 2013, Interplate coupling off northeastern Japan before the 2011 Tohoku-oki earthquake, inferred from seafloor geodetic data. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **118**, 3860–3869.
- Sato, M., Ishikawa, T., Ujihara, N., Yoshida, S., Fujita, M., Mochizuki, M. and Asada, A., 2011, Displacement above the hypocenter of the 2011 Tohoku-oki earthquake. *Science*, **332**, 1395.
- Schellart, W. P., 2004, Kinematics of subduction and subduction-induced flow in the upper mantle. *J. Geophys. Res.*, **109**, B07401, doi: 10.1029/2004JB002970.
- Schellart, W. P. and Moresi, L., 2013, A new driving mechanism for backarc extension and backarc shortening through slab sinking induced toroidal and poloidal mantle flow: Results from dynamic subduction models with an overriding plate. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **118**, 3221–3248.
- Shen-Tu, B. and Holt, W. E., 1995, Intraplate deformation in the Japanese Islands: A kinematic study of intraplate deformation at a convergent plate margin. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **100**, 24,275–24,293.
- Simmons, N. A., Myers, S. C., Johannesson, G. and Matzel, E., 2012, LLNL-G3Dv3: Global P wave tomography model for improved regional and teleseismic travel time prediction. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **117**, B10302, doi: 10.1029/2012JB009525.
- Socquet, A., Vigny, C., Chamot-Rooke, N., Simons, W., Rangin, C. and Ambrosius, B., 2006, India and Sunda plates motion and deformation along their boundary in Myanmar determined by GPS. *J. Geophys. Res.*, **111**, B05406, doi: 10.1029/2005JB003877.
- Solomon, S. C., Sleep, N. H. and Richardson, R. M., 1975, On the forces driving plate tectonics: inferences from absolute plate velocities and intraplate stress. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **42**, 769–801.
- Staller, A., Martínez-Díaz, J. J., Benito, B., Alonso-Henar, J., Hernández, D., Hernández-Rey, R. and Díaz, M., 2016, Present-day crustal deformation along the El Salvador Fault Zone from ZFES Net GPS network. *Tectonophysics*, **670**, 66–81.
- Suter, M., Martinez, M. L., Legorreta, O. Q. and Mortinez, M. C., 2001, Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **113**, 693–703.
- Symithe, S., Calais, E., de Chaballier, J. B., Robertson, R. and Higgins, M., 2015, Current block motions and strain accumulation on active faults in the Caribbean. *J. Geophys. Res.*, **120**, 3748–3774.
- Tabei, T., Hashimoto, M., Miyazaki, S. and Ohta, Y., 2003, Present-day deformation across the southwest Japan arc: Oblique subduction of the Philippine Sea plate and lateral slip of the Nankai forearc. *Earth Planets Space*, **55**, 643–647.
- Taylor, B., Goodliffe, A. and Martinez, F., 1995, Continental rifting and initial seafloor spreading in the Woodlark Basin.

- Nature*, **374**, 534–537.
- Taylor, B., Klaus, A., Moore, G. F., Murakami, F. and Okamura, Y., 1991, Structural development of the Sumisu Rift, Izu–Bonin Arc. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **96**, 16,113–16,129.
- Thomas, C., Livermore, R. and Pollitz, F., 2003, Motion of the Scotia Sea plates. *Geophys. J. Int.*, **155**, 789–804.
- Tregoning, P., 2002, Plate kinematics in the western Pacific derived from geodetic observations. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **107**, 2020, doi: 10.1029/2001JB000406.
- Tregoning, P., Lambeck, K., Stolz, A., Morgan, P., McClusky, S. C., van der Beek, P.,...Murphy, B., 1998, Estimation of current plate motions in Papua New Guinea from Global Positioning System observations. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **103**, 12,181–12,203.
- Tregoning, P., Tan, T., Gilliland, J., McQueen, H. and Lambeck, K., 1998, Present-day crustal motion in the Solomon Islands from GPS observations. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3627–3630.
- Turner III, H. L., LaFemina, P., Saballos, A., Mattioli, G. S., Jansma, P. E. and Dixon, T., 2007, Kinematics of the Nicaraguan forearc from GPS geodesy. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L02302, doi: 10.1029/2006GL027586.
- Van Benthem, S., Govers, R., Spakman, W. and Wortel, R., 2013, Tectonic evolution and mantle structure of the Caribbean. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **118**, 3019–3036.
- VanDecar, J. C., Russo, R. M., James, D. E., Ambeh, W. B. and Franke, M., 2003, Aseismic continuation of the Lesser Antilles slab beneath continental South America. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **108**, 2043, doi: 10.1029/2001JB000884.
- van der Meer, D. G., van Hinsbergen, D. J. J. and Spakman, W., 2018, Atlas of the underworld: Slab remnants in the mantle, their sinking history, and a new outlook on lower mantle viscosity. *Tectonophysics*, **723**, 309–448.
- Villegas-Lanza, J. C., Chlieh, M., Cavalié, O., Tavera, H., Baby, P., Chire-Chira, J. and Nocquet, J.-M., 2016, Active tectonics of Peru: Heterogeneous interseismic coupling along the Nazca megathrust, rigid motion of the Peruvian Sliver, and Subandean shortening accommodation. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **121**, 7371–7394.
- Wallace, L. M., Stevens, C., Silver, E., McCaffrey, R., Lortung, W., Hasiata, S.,...Taugaloidi, J., 2004, GPS and seismological constraints on active tectonics and arc-continent collision in Papua New Guinea: Implications for mechanics of microplate rotations in a plate boundary zone. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **109**, B05404, doi: 10.1029/2003JB002481.
- Wright, I. C., 1993, Pre-spread rifting and heterogeneous volcanism in the southern Havre Trough back-arc basin. *Mar. Geol.*, **113**, 179–200.
- Wu, J., Suppe, J., Lu, R. and Kanda, R., 2016, Philippine Sea and East Asian plate tectonics since 52 Ma constrained by new subducted slab reconstruction methods. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **121**, 4670–4741.
- Wysoczanski, R. J., Todd, E., Wright, I. C., Leybourne, M. I., Hergt, J. M., Adam, C. and Mackay, K., 2010, Backarc rifting, constructional volcanism and nascent disorganized spreading in the southern Havre Trough backarc rifts (SW Pacific). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **190**, 39–57.
- Yoshida, M., 2017, Trench dynamics: Effects of dynamically migrating trench on subducting slab morphology and characteristics of subduction zones systems. *Phys. Earth Planet. Int.*, **268**, 35–53.
- Yoshida, K., Pulido, N. and Fukuyama, E., 2016, Unusual stress rotations within the Philippines possibly caused by slip heterogeneity along the Philippine fault. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **121**, 2020–2036.
- Yu, S.-B., Hsu, Y.-J., Bacolcol, T., Yang, C.-C., Tsai, Y.-C. and Solidum, R., 2013, Present-day crustal deformation along the Philippine Fault in Luzon, Philippines. *J. Asian Earth Sci.*, **65**, 64–74.
- Zietlow, D. W., Molnar, P. H. and Sheehan, A. F., 2016, Teleseismic P wave tomography of South Island, New Zealand upper mantle: Evidence of subduction of Pacific lithosphere since 45 Ma. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **121**, 4427–4445.
- [URL1] Okino, K., Plate Motion Calculator, http://ofgs.aori.u-tokyo.ac.jp/~okino/platecalc_new.html.
- [URL2] UNAVCO (A Non-profit University-Governed Consortium, Facilitates Geoscience, Research, and Education Using Geodesy), <https://www.unavco.org/software/geodetic-utilities/plate-motion-calculator/plate-motion-calculator.html>.
- [URL3] van der Meer, D., van Hinsbergen, D., Spakman, W., and van der Linden, T., Atlas of the Under World, Version: 1.3, <https://www.atlas-of-the-underworld.org/>.
- [URL4] Heidbach, O., Rajabi, M., Reiter, K. and Ziegler, N., 2016, World Stress Map 2016. GFZ Data Services, <http://doi.org/10.5880.2016.002> あるいは <http://www.world-stress-map.org/> <http://dataservices.gfz-potsdam.de/wsm/show-short.php?id=escidoc:1680890> から File Google Earth.klm をクリックすると, Google Earth の上に展開したデータを参照できる。

(要 旨)

大槻憲四郎, 2021, プレート収れん速度の法則(Otsuki, 1989)の更新. 地質雑, **127**, 527–544. (Otsuki, K., 2021, Updating “the laws of convergence rate of plates” by Otsuki (1989). *J. Geol. Soc. Japan*, **127**, 527–544.)

Otsuki (1989) による「プレート収れん速度の法則」を新たなプレート運動モデル, 震波トモグラフィ, 古地震学・地質学, GPS 測地学などのデータに基づいて更新した. 全 28 の沈み込み帯からスラブ先端深度が 200 km 以下と異常なテクトニック状況下にあるそれぞれ 4 つの沈み込み帯を除外して残った 20 の沈み込み帯は, $V_a = (V_{o/a} + V_{s/a}) - 69$ と $V_{u/a} = 69 - V_{s/a}$ という単純な式に従う (単位は全て mm/y で, 決定係数 R^2 はともに 0.91 以上). ここで, V_a は上盤プレートの変形速度 (短縮が正), $V_{s/a}$ と $V_{o/a}$ はそれぞれ下盤プレートと上盤プレートの V_a に平行な速度成分 (海溝に向かう方向が正), $V_{u/a}$ は海溝軸の移動速度の V_a に平行な成分 (海側に向かう方向が正) である. これによって, 「プレート収れん速度の法則」がよりしっかりと成立していることが確認された.