

火星の真の極移動に伴う地殻変動

**Crustal Deformation by the True Polar Wander of
Mars**

北海道大学 理学部地球科学科
宇宙測地学研究室

菅原 守

Mamoru Sugawara

2008 年 1 月 31 日

概要

地殻変動には、地震に伴う急激な変動もあるが、ゆっくりとした変動もある。ゆっくりとした変動でも、長い時間積み重なると大山脈や断層をつくる。地球上で見られる地殻変動はプレートテクトニクスによるものが主だが、プレート運動のない火星では地殻変動もないのだろうか。

様々な観測から火星表面の3分の1を覆う北の平野部では海が存在していた可能性が提唱されている。火星の南北半球の境界を数千 Km にわたって走る昔の海岸線が写真の解析から示唆されている。しかし、レーザー高度計によると海岸線の標高が数 Km の振幅で上下していることがわかり、これらが古海洋の海岸線を示しているという仮説の有力な反証とされてきた。だが、この地形変化は海岸線形成後に生じた真の極移動 (True Polar Wander) によって生じることが明らかにされた (Taylor et al., 2007)。

また、火星には wrinkle ridge が存在する。wrinkle ridge とは逆断層の形成時に二次的につくられる「しわ」状の地形である。火星探査機 Viking のイメージから中低緯度地域で存在が確認され (Chicarro et al., 1985)、Mars Global Surveyor の調査から高緯度地域での存在も確認された (Montési et al., 2003)。それらの走向の分布は極めて系統的であり、火星に全球的に働く応力場が存在することを示唆する。

本研究では、火星の地殻変動に焦点を当て、現在の火星の姿と過去の火星の姿を見ていく。過去の真の極移動 (Taylor et al., 2007) に伴う地殻変動を2通りの方法で算出し、歪テンソルと wrinkle ridge の走向との相関を調べた。なお極運動にともなう応力場は、長期間継続して働くためアセノスフェア以深では緩和してしまう。ここでは薄いリソスフェアのみに応力場が残留する Melosh(1980) の理論を用いた。

目次

1	はじめに	3
1.1	火星の地形	3
1.2	ジオイド高	4
1.3	重力	5
1.4	本研究の目的	6
2	火星の真の極移動 (Taylor et al., 2007)	7
2.1	過去の海の存在を示す海岸線	7
2.2	真の極移動とは何か?	9
2.3	赤道バルジの動き	9
2.4	古極位置の推定	11
3	真の極移動に伴う地殻変動	13
3.1	火星全体を弾性体とした場合の地殻変動	13
3.2	薄膜 (Membrane) を考慮した地殻変動	16
4	火星の変動地形	21
4.1	wrinkle ridge	21
4.2	応力と断層運動の種類	23
5	結論と課題	26
6	謝辞	27
7	参考文献	28

1 はじめに

1.1 火星の地形

最初に現在の火星の姿として地形図，ジオイド高図，フリーエア重力異常図を描き，さまざまな特徴を見てゆく．1996年に打ち上げられた Mars Global Surveyor(MGS)のレーザ高度計(MOLA)によって火星の詳細な地形データが得られた．MGSによって得られた地形データ，重力データは Planetary Data System (PDS) Geoscience Node (<http://www.pds.wustl.edu>) で球面調和関数の係数として公開されている．これらの係数と，日本測地学会から公開されている斎藤正徳氏作成の球関数計算サブルーチン郡(2001)を用いることで，それぞれの図を作成した．地形図は，gtm090aa モデルとして公開されている地形データ(係数 C_{nm} と S_{nm} の90次までのセット)を以下の式に代入することで作成できる．

$$h(\theta, \phi) = R \sum_{n=2}^{nmax} \sum_{m=0}^n (C_{nm} \cos m\phi + S_{nm} \sin m\phi) P_{nm}(\sin \theta) \quad (1)$$

ここで h は地形高度， θ は緯度， ϕ は経度， R は火星半径(3396Km)， C_{nm} ， S_{nm} は地形を球関数展開した際の係数， $P_{nm}(\sin\theta)$ は正規化されたルジャンドル陪関数である．ここで C_{20} 成分は0とし無視した．これは赤道部分のふくらみを表す C_{20} は大きすぎるため，その成分を入れて描くと他の細かな地形の凹凸が見えなくなってしまうためである．

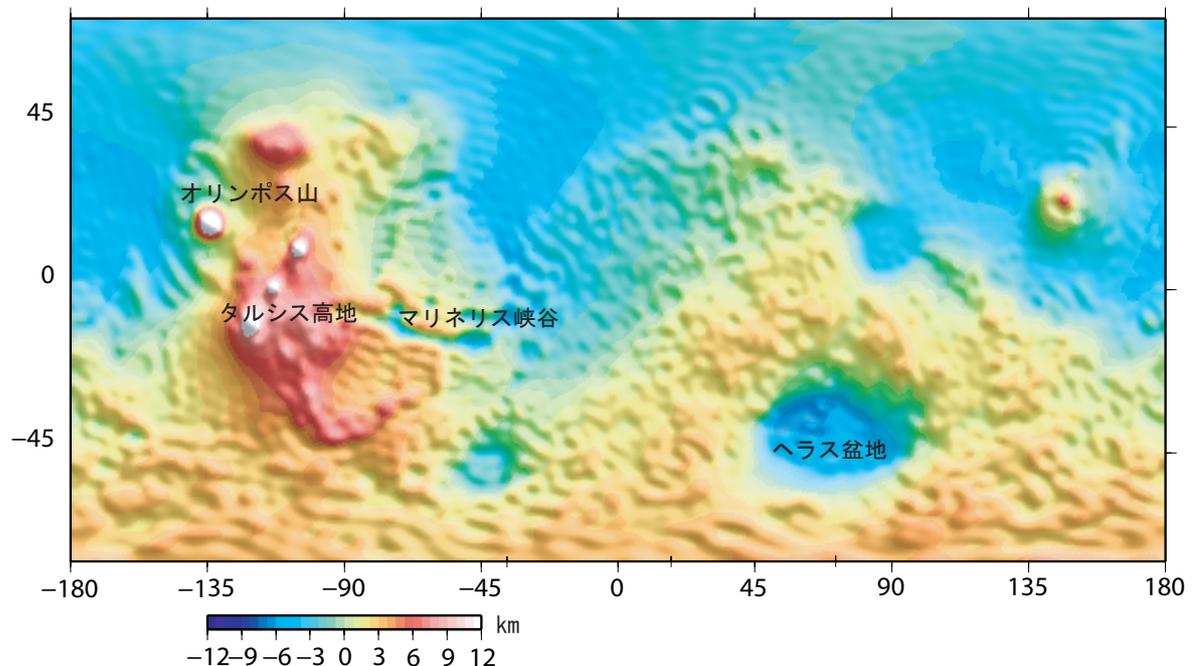


図.1 火星の地形図(最大次数90次)

北半球は低地で覆われ，その表面は滑らかである．また南半球は高度が高く起伏が激しい．この火星の半球間での二分性の原因として，進化の初期段階に全マントルを巻き込

む大きな対流運動があったと考えられている．オリンポス山は太陽系最大の楕状火山であり，標高は 27km にも及ぶ．マリネリス峡谷は太陽系最大の峡谷であり，全長 4000Km，深さ 7Km，幅は最大 600Km である．大小のクレーターや衝突盆地は数多く存在し，最大のものはヘラス盆地である．(Zuber et al., 2000)

1.2 ジオイド高

ジオイド高図は重力モデル jgm95i01 を地形図の同様の式に代入することで作成できる．ジオイド高とは楕円体を基準としたジオイド(平均海水面)の高さである．ジオイド 0 の基準を温度 273.16K での大気圧が 610.5Pa となる面として定義されている．ここでも，先ほどと同じ理由で C_{20} 成分は無視した．

$$H(\theta, \phi) = R \sum_{n=2}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n (C_{nm} \cos m\phi + S_{nm} \sin m\phi) P_{nm}(\sin \theta) \quad (2)$$

H がジオイド高である．

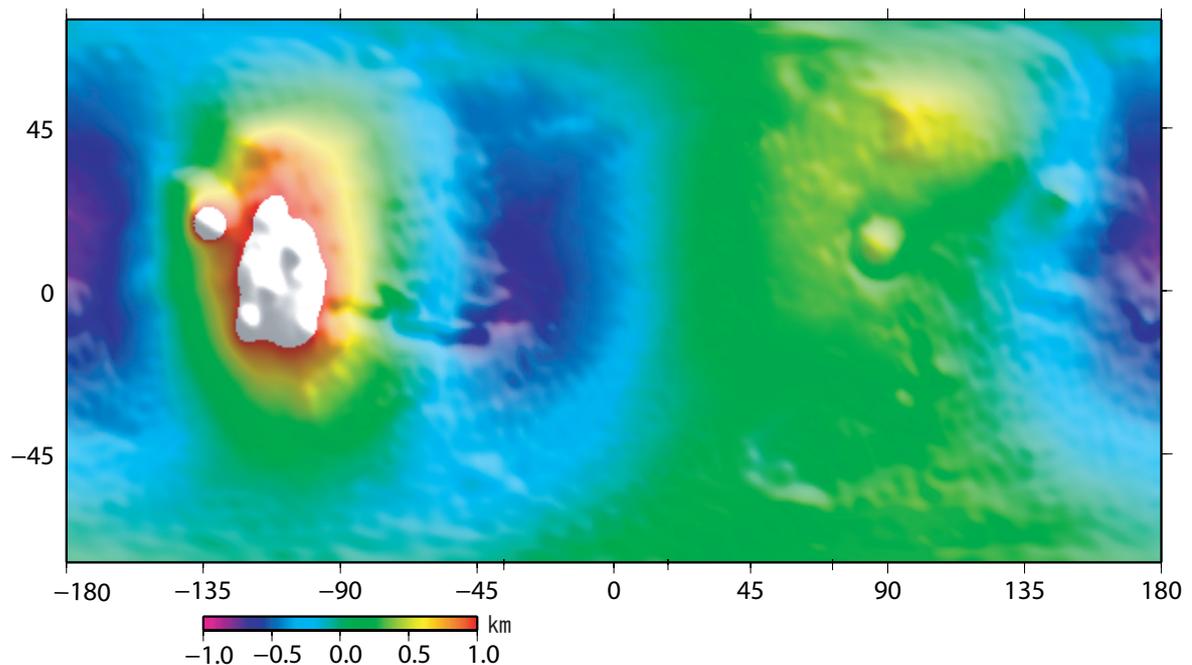


図.2 火星のジオイド高モデル(最大次数 95 次)

地形図で見られる南北の二分性がジオイド図で見られないのは，地表の高低が地殻マントルの境界であるモホ面の起伏と逆相関して均衡を保っている(アイソスタシーを達成している)からである．タルシス高地はジオイド面高度が大きな正の値を示しており，この地形がアイソスタシー補償されていないことを物語っている．

1.3 重力

ここで用いている jgm95i01 モデルで計算される重力異常はフリーエア重力異常に相当する．フリーエア重力異常とは計測された重力値にフリーエア補正を施しジオイド上の重力に換算した値からその緯度における正規重力を差し引いたものである．正規重力は緯度の関数で，楕円体であることの影響と自転による遠心力の影響を加味して得られる．フリーエア補正とは天体の中心からの距離の補正である． $g = GM/R^2$ だから $\partial g/\partial R = -2g/R$ したがって高さ h の地形上で観測された重力値 g からジオイド上の重力値 (フリーエア重力値) g_0 は次の補正式で求められる．

$$g_0 = g + h\partial g/\partial R = g + 2gh/R \quad (3)$$

フリーエア重力異常とは純粋に質量異常のみによって引き起こされる重力異常を表している．球面調和関数の係数からフリーエア重力図を以下の式を用いて描くことができる．ここでも遠心力による赤道のふくらみを反映する C_{20} は 0 とする．

$$Freeair(\theta, \phi) = \frac{GM_{mars}}{R^2} \sum_{n=2}^{nmax} (n+1) \sum_{m=0}^n (C_{nm} \cos m\phi + S_{nm} \sin m\phi) P_{nm}(\sin \theta) \quad (4)$$

ただし G を万有引力定数， M_{mars} を火星の質量とする．

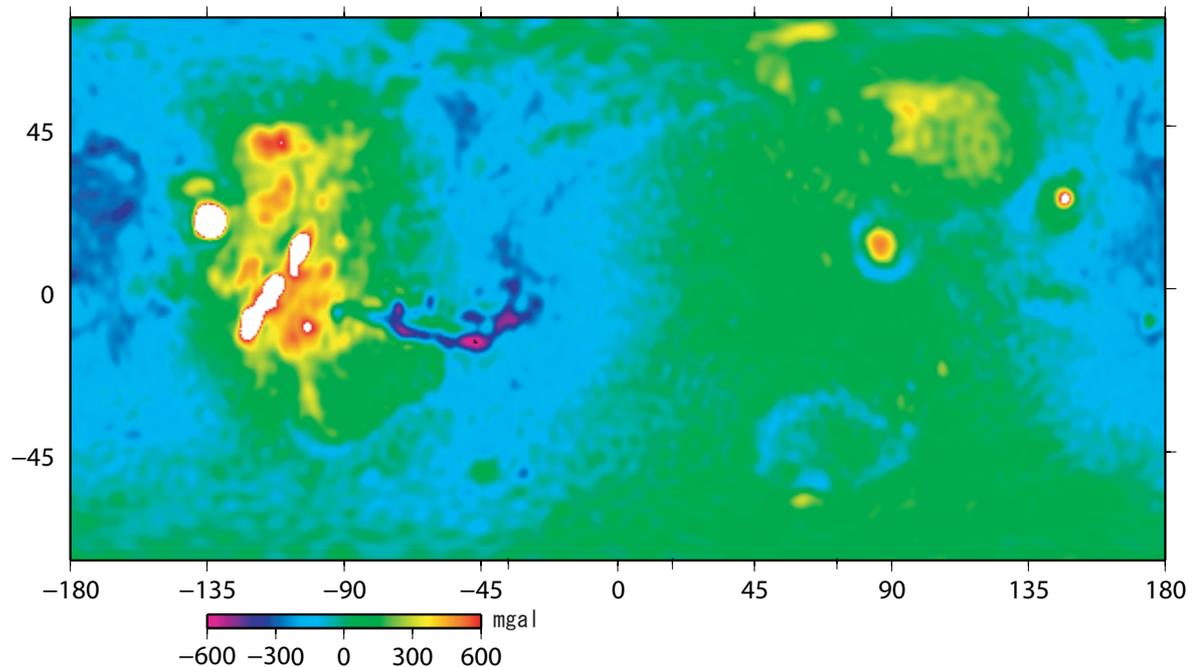


図.3 火星のフリーエア重力異常図 (最大次数 95 次)

フリーエア重力異常図からもアイソスタシーが成り立っているかがわかる．アイソスタシーが成り立つとき，山の下はモホ面が下にたわみ，過剰な質量は地下で軽い地殻がマントルを押し除けることによって相殺され，フリーエア重力異常はほとんどゼロとな

る．ヘラス盆地のようなくぼみではモホ面がせりあがり，同じようにアイソスタシー補償しているだろう．フリーエア重力異常の大きなタルシス高地やオリンポス山ではアイソスタシーが成り立っていない，すなわちこれらの地形は地殻の「根」を持たないと言える．

1.4 本研究の目的

このように様々な特徴をもつ火星であるが，過去の様々な現象の結果現在の火星の姿となった．残留磁化の研究 (Arkani-Hamed, 2003) や，タルシス高地のようなアイソスタシー補償が成り立っていない大地形が現在赤道に存在するという事実から，火星でかつて大規模な真の極移動があったことが示唆されている (Sprenke et al., 2005)．本研究では，火星の変動地形に注目し，過去の真の極移動を考慮しそれに伴う応力場を計算することで，過去に火星で起こった地殻変動の様子を考察する．プレート運動のない天体における大規模な地殻変動をもたらす原因として真の極移動は重要であり，昨今では氷衛星における衝突盆地の形成に伴う極移動や地殻変動も議論されている (Nimmo and Matsuyama, 2007)．地球においても，かつての Gondwana 大陸の分裂等のリソスフェアに生じる断裂に，真の極移動に伴う応力の関与が考えられている (Liu, 1974)．このような真の極移動と地殻変動の関連を論じるにあたって火星は絶好の研究対象であると思われる．本研究では比較的最近火星で起こったと考えられている真の極運動に伴う地殻変動と，現在知られている火星表面の変動地形を比較し，それらの間の相関を探る．

2 火星の真の極移動 (Taylor et al., 2007)

2.1 過去の海の存在を示す海岸線

北半球と南半球間を地殻の厚さから 2 分する境界近くを走る黒線は、写真の詳細な解析から約 40 億年前の海岸線とされる (Arabia 海岸線, 以下単に Arabia と呼ぶ)。白線 (Deuteronilus 海岸線, 以下 Deuteronilus と呼ぶ) も海岸線は、風化が少なくより若い (約 20 億年前) 時代の海岸線時代の海岸線と考えられている。しかし、海岸線が等重力ポテンシャル面上にないことが Mars Global Surveyor のレーザ高度計の観測でわかった。また、海岸線の現在の高度は長波長で波うっており、その振幅は Arabia で約 2.5km, Deuteronilus でも約 0.7km に達する。Taylor et al.(2007) はこれらが海岸線形成後に起きた真の極移動に伴う地殻上下変動によるものと考えた。洪水による侵食の跡からタルシス高地が形成した後に Arabia と Deuteronilus が形成したことが予想される。赤道よりやや北に位置するタルシス高地は莫大な質量を持つため、タルシス形成後の極移動は力学的にタルシス高地を赤道に置いたままのものに限定される。極は慣性モーメントが最大になる軸であるため、タルシスの質量がタルシスから 90° 離れた軸しか慣性モーメントが最大になることを許さないからである。すなわち真の極移動はタルシスの中心から 90° の大円の軌道上でのみ可能である。

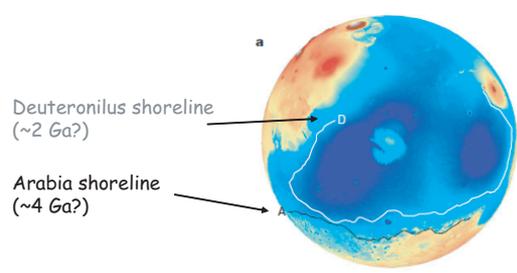


図.4 昔の海岸線と考えられる 2 つの線 Arabia (黒線 A) と Deuteronilus(白線 D)(Taylor et al., 2007)

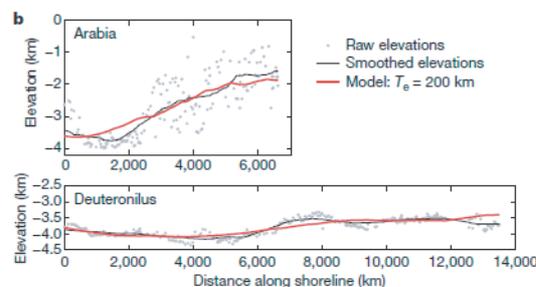


図.5 位置 A と D を始点とする Arabia と Deuteronilus の海岸線の、現在の火星ジオイドからの高度の断面図 (Taylor et al., 2007)

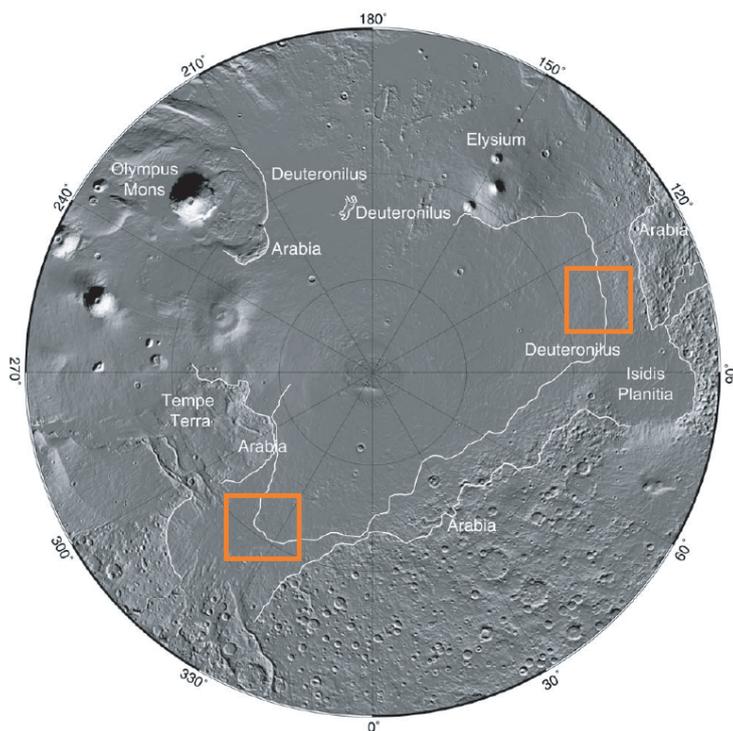


図.6 海岸線の全球写真 (Carr et al., 2003)

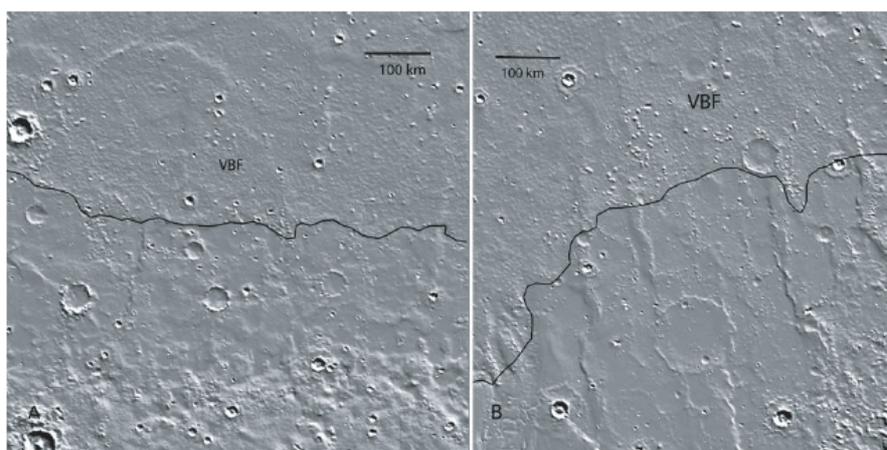


図.7 図 4 写真の Deuteronilus 海岸線の拡大部分 . 左図は北緯 21 度 , 東経 104 度 , 右図は北緯 33 度 , 東経 334 度 . (Carr et al., 2003)

2.2 真の極移動とは何か？

類似の現象に歳差・章動がある．これは自転軸がコマの首振りのように回転する．原因は他天体の潮汐力によるもので，空間に対して軸が変動し天体では地殻変動等は生じない．

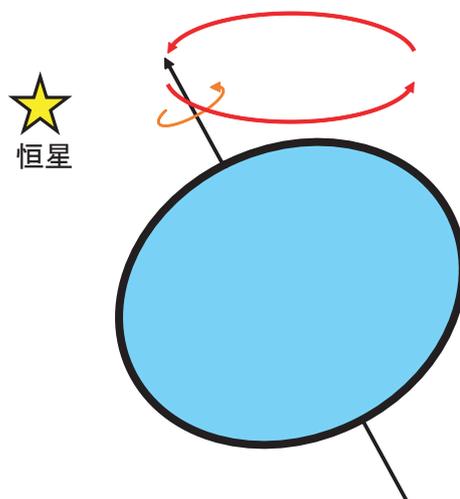


図.8 歳差運動の様子

これに対し真の極移動とは惑星表面に対して軸が変動するものであり，赤道バルジも追隨する．この原因はプレート運動や大規模な火成活動などの質量の再配分による慣性テンソルの変化である．

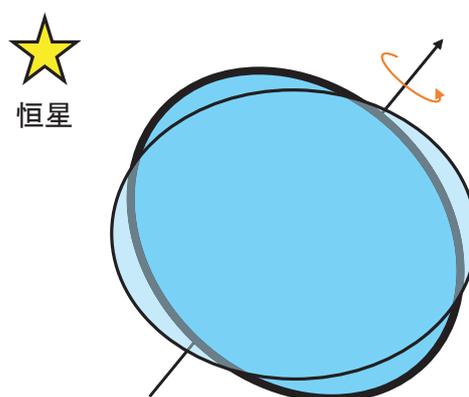


図.9 外部空間から見た真の極移動の様子

2.3 赤道バルジの動き

40 億年より前にタルシス高地が形成されたときその莫大な質量から極移動が引き起こされた．それに伴う遠心力ポテンシャルの変化によって，かつての赤道バルジはもとに戻

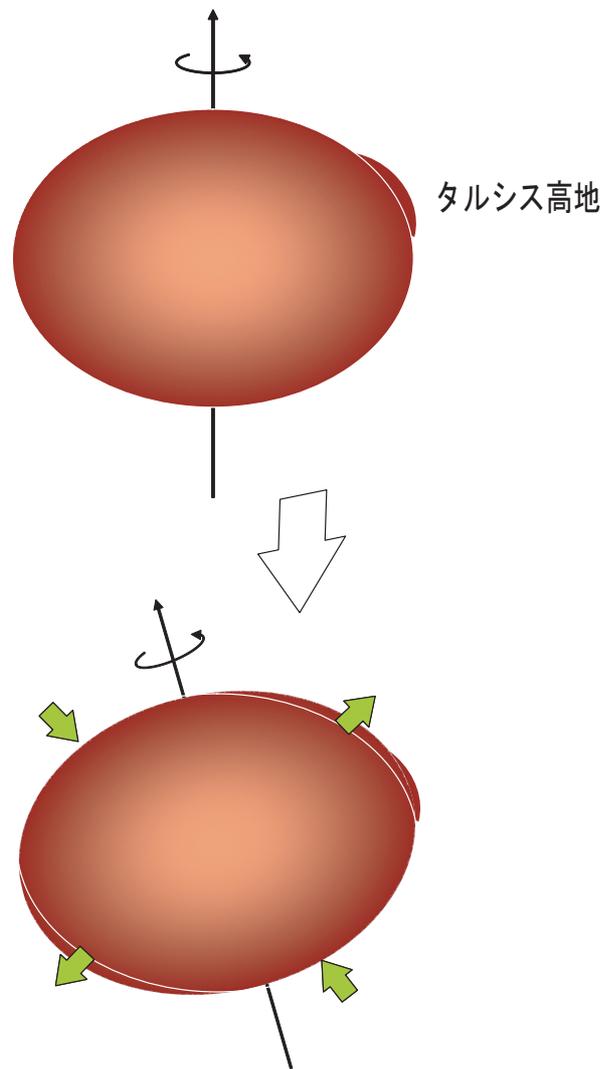


図.10 火星から見た，タルシス高地の形成に伴う真の極移動．上がタルシス高地ができた直後，下がタルシス形成による極移動と赤道バルジの追隨

り，新しく赤道となった部分が盛り上がる．このような作用は大規模な地殻変動を引き起こす．Nimmo and Matsuyama (2007) は，この逆のパターンとして惑星に衝突盆地が出来たときの，質量欠損による極運動とそれに付随して生じる全球的な応力場のパターン等が議論されている．本研究で取り上げている極移動は，タルシス形成で生じる極移動ではなく，その後起こったとされる第 2，第 3 回目の真の極移動 (Taylor et al., 2007) である．この原因となった慣性テンソルの変化をもたらした質量再配分や隕石の衝突などが何であったかについては，いくつかの候補があるが Taylor et al. (2007) では特定されていない．

2.4 古極位置の推定

真の極移動による地形の上下変動 ΔT は 2 次の流体 Love 数 (h_f, k_f) を用いて推定できる。ラブ数は、遠心力ポテンシャルによる火星の変形に伴って二次的に生じる重力変化 (k_f) や火星表面の上下変位 (h_f) の大きさを表す量である。通常の潮汐による変形や重力場変化を求めるためには、火星全体を弾性体とした弾性ラブ数を用いる。しかし真の極移動に伴う火星の変形を論じる際は、扱う時間スケールが極めて長いために、リソスフェア以深の粘弾性体の部分を流体とした流体ラブ数を用いる必要がある。Taylor et al., (2007) は、真の極移動に伴う海岸線の上下 ΔT を以下に示す式で計算し、レーザ高度計で観測した現在の海岸線高度の分布が最も良く合うように過去の極位置を推定した。また流体 Love 数の値はリソスフェア厚 T_e に依存するため、いくつかの T_e について ΔT を計算し最適な T_e を選んだ。

余緯度と経度が (θ, ϕ) である任意の観測点における遠心力ポテンシャルは、自転角速度を ω 、半径を a とすると、

$$U_{rot}(\theta, \phi) = \frac{1}{3}\omega^2 a^2 - \frac{1}{3}\omega^2 a^2 P_{2,0}(\cos \theta) \quad (5)$$

と表され、ここで $P_{2,0}(\cos \theta)$ はルジャンドル多項式で

$$P_{2,0}(\cos \theta) = \frac{1}{2}(3 \cos^2 \theta - 1) \quad (6)$$

であり、遠心力ポテンシャルの差は観測点と昔の極からの角距離を γ とすると遠心力ポテンシャルの差は

$$\Lambda(\theta, \phi) = \frac{1}{3}[P_{2,0}(\cos \gamma) - P_{2,0}(\cos \theta)] \quad (7)$$

であるので、このポテンシャル変化に対応する海面高変化は

$$\Delta T(\theta, \phi) = \frac{\Lambda(\theta, \phi)}{g}[h_f - (1 + k_f)] + Z \quad (8)$$

となる。 g は重力加速度、 Z は定数を表す。 h_f と K_f は流体ラブ数であり、ポテンシャルに h_f を掛けると地面の隆起が、 $1 + K_f$ を掛けると海面の隆起が得られるため、その差が見かけの海面上昇となる。

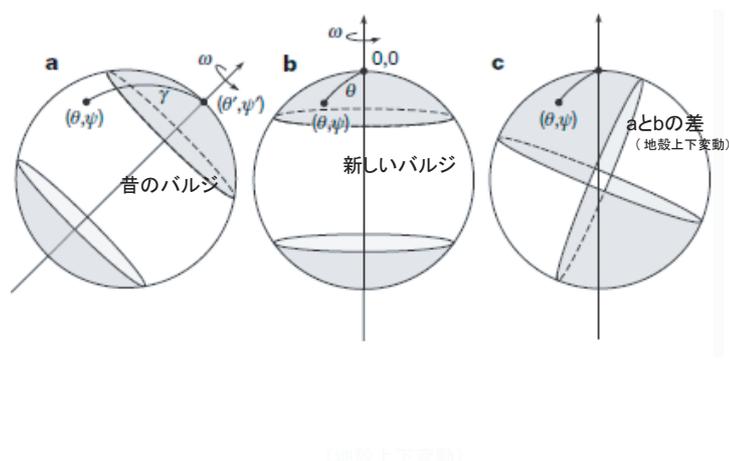


図.11 真の極移動による地形の上下変化．白い部分が出っ張り，黒い部分がへこみを示す．aの状態からbの状態に変化すると，その差はcのようなパターンの上下変動となるはずである．このパターンに旧海岸線の高度分布がフィットするようにaにおける旧極位置を推定する．(Taylor et al., 2007)

T_e (km)	h_f	$(1+k_f)$	Arabia			Deuteronilus		
			Latitude, longitude	Z (km)	$\sigma_{r.m.s.}$ (km)	Latitude, longitude	Z (km)	$\sigma_{r.m.s.}$ (km)
100	1.928	2.053	30, 332	-2.55	0.725	66, 340	-3.70	0.155
200	1.663	1.899	40, 334	-2.25	0.619	79, 337	-3.70	0.159
300	1.517	1.817	49, 332	-2.15	0.595	82, 327	-3.75	0.160
400	1.330	1.714	58, 327	-2.15	0.582	84, 326	-3.75	0.160

図.12 流体 Love 数と最適な極 (Taylor et al., 2007)

上表の $\sigma_{r.m.s.}$ はジオイドからの高度と見かけの海面上昇のずれの rms (root-mean-square) を表し，その値が小さい $T_e=200\text{km}$ のときもっとも計算値と観測地がよく合った．

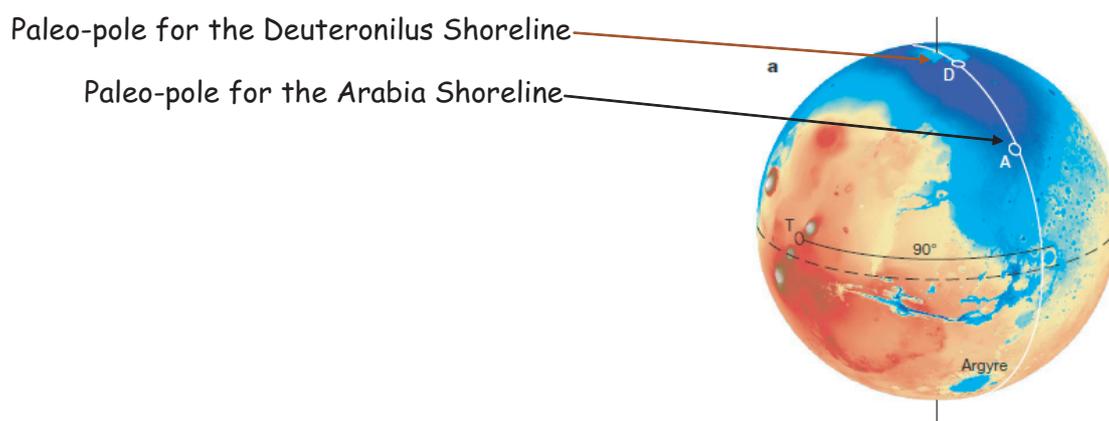


図.13 タルシスの中心から90度ずれた大円の軌道．AがArabia海岸線，DがDeuteronilus海岸線の高度から推定された過去の極位置を表す．(Taylor et al., 2007)

3 真の極移動に伴う地殻変動

3.1 火星全体を弾性体とした場合の地殻変動

先ほど得られた $T_e=200\text{km}$ と仮定をし計算をすすめる．火星全体を弾性体と考えた場合，潮汐による変形と同様に地殻変動を計算できる．(4)，(5)式より今の極による遠心力ポテンシャル U_{rot} は

$$U_{rot \text{ 今}} = \frac{1}{3}\omega^2 a^2 \cdot \frac{1}{2}(3 \cos^2 \theta - 1) \quad (9)$$

であり，昔の極による U_{rot} は

$$U_{rot \text{ 昔}} = \frac{1}{3}\omega^2 a^2 \cdot \frac{1}{2}(3 \cos^2 \gamma - 1) \quad (10)$$

であるので，地殻の上下変動は

$$h_2 \frac{\Delta U}{g} \quad (\Delta U = U_{rot \text{ 今}} - U_{rot \text{ 昔}}) \quad (11)$$

と表される．また，南北変動は

$$\frac{l_2}{g} \frac{\partial \Delta U_{rot}}{\partial \theta} \quad \left(\frac{\partial \Delta U_{rot}}{\partial \theta} = \frac{\partial U_{rot \text{ 今}}}{\partial \theta} - \frac{\partial U_{rot \text{ 昔}}}{\partial \theta} \right) \quad (12)$$

であり，東西変動は

$$\frac{l_2}{g \cos \theta} \frac{\partial \Delta U_{rot}}{\partial \phi} \quad \left(\frac{\partial \Delta U_{rot}}{\partial \phi} = \frac{\partial U_{rot \text{ 今}}}{\partial \phi} - \frac{\partial U_{rot \text{ 昔}}}{\partial \phi} \right) \quad (13)$$

と表される．ここで h_2 と l_2 は，それぞれ二次の弾性ラブ数と志田数であるが，ここではそれらの値を 1.663 および 0.23 とした．

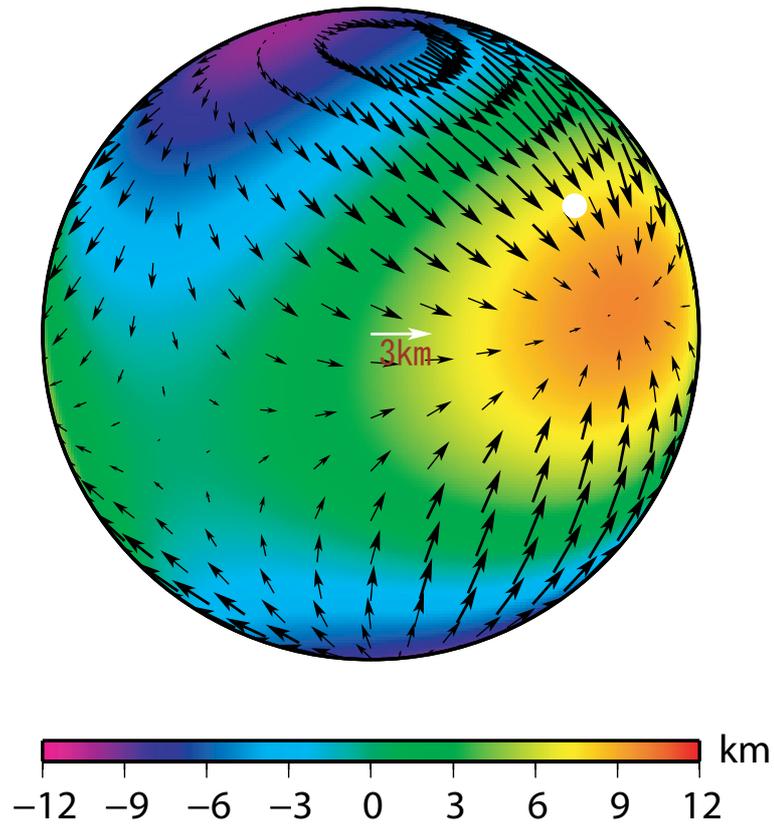


図.14 Arabia の極移動に伴う地殻変動

地球上でも、プレートの衝突や沈み込みによって平均標高 5km のチベット高原や標高 4Km のアンデス高地が形成されるが、図に示すような最大 10 数 km もの上下変動は起こりえない。このような壮大な地殻上下変動は真の極移動が生じる火星ならではといえよう。また、数 km もの水平変動は大規模な応力変化を伴い、特徴的な地形の形成 (地溝の発達、断層運動) が見られることが予想される。

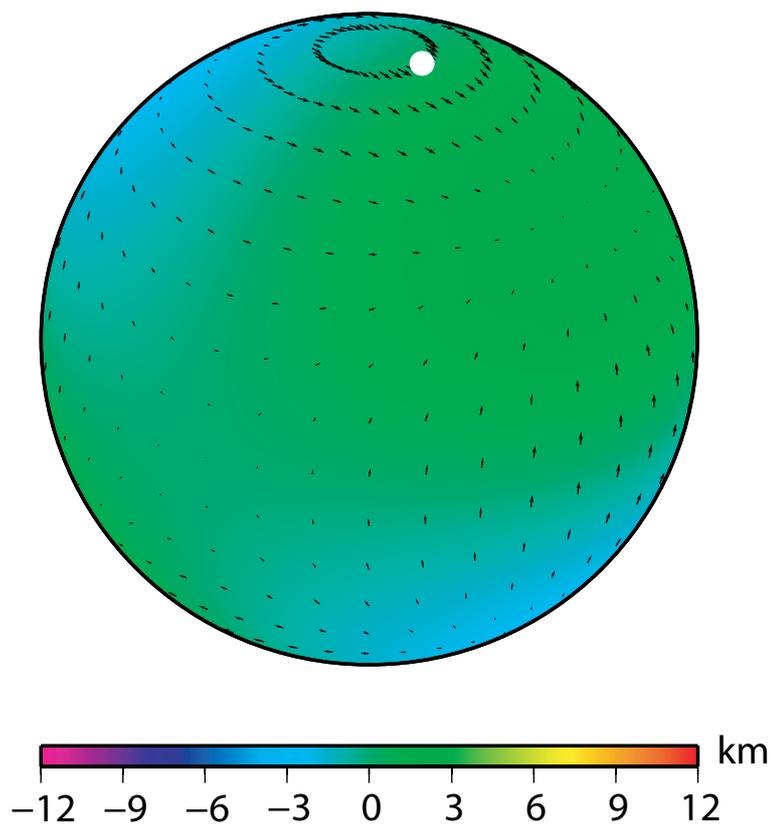


図.15 Deuteronilus の極移動に伴う地殻変動

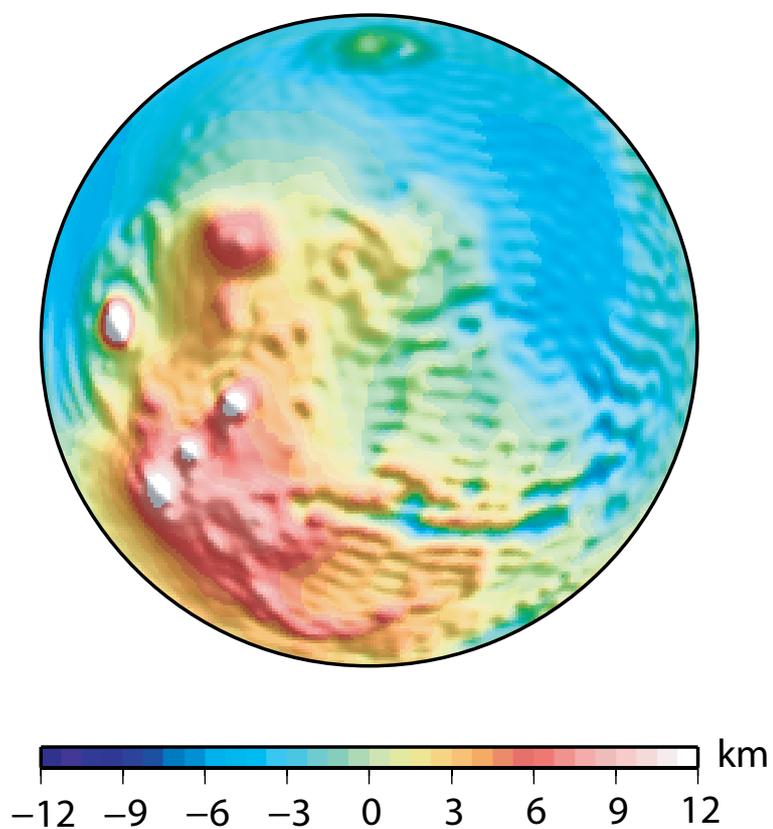


図.16 前 2 図と同じ図法で描かれた火星地形図

3.2 薄膜 (Membrane) を考慮した地殻変動

前段落では火星全体を弾性体として計算したが、実際にはリソスフェア以深のところは長い間に流動してしまう。つまり長期間働く応力によって断層破壊や褶曲が生じるのは、地表を覆う薄いリソスフェアの中だけということになる。アセノスフェア以深の部分の応力が緩和することによって、前章で述べたのと異なる力学的な釣り合いを達成する。この問題に関しては、薄膜中の応力として Melosh (1980) が理論化している。本研究ではその理論を用いて、隆起沈降 U_r および応力を計算する。隆起沈降および応力の各成分は以下のように表される。応力は薄膜の中にだけ存在すると仮定される (Plane stress) ため、南北および東西方向の直線応力 $\sigma_{\theta\theta}$ と $\sigma_{\phi\phi}$ とそれらの軸の間のずり応力 $\sigma_{\theta\phi}$ の三種類が計算される。

$$U_r = U_r^+ - U_r^- \quad (14)$$

$$\sigma_{\theta\theta} = \sigma_{\theta\theta}^+ - \sigma_{\theta\theta}^- \quad (15)$$

$$\sigma_{\phi\phi} = \sigma_{\phi\phi}^+ - \sigma_{\phi\phi}^- \quad (16)$$

$$\sigma_{\theta\phi} = \sigma_{\theta\phi}^+ - \sigma_{\theta\phi}^- \quad (17)$$

プラスとマイナス記号は、それぞれ今の自転軸と昔の自転軸での自転に伴う遠心力ポテンシャルに起因することを示している。ここでの θ は余緯度を表し、

$$U_r^\pm(\theta, \phi) = af \sin \theta_p (1 - 3 \cos^2 \zeta^\pm) / 3 \quad (18)$$

$$\sigma_{\theta\theta}^\pm(\theta, \phi) = p^\pm + s^\pm \cos(2\Phi^\pm) \quad (19)$$

$$\sigma_{\phi\phi}^\pm(\theta, \phi) = p^\pm - s^\pm \cos(2\Phi^\pm) \quad (20)$$

$$\sigma_{\theta\phi}(\theta, \phi) = -s^\pm \sin(2\Phi^\pm) \quad (21)$$

であり、 a は火星半径、 f は火星の扁平率 (=0.0059)、 θ_p はもとの極からの角度を表す。さらに補助関数は以下のように表される。

$$p^\pm(\theta, \phi) = -4f \sin \theta_p [(1 + \nu)/(5 + \nu)] \mu (1 - 3 \cos^2 \zeta^\pm) / 3 \quad (22)$$

$$s^\pm(\theta, \phi) = 2f \sin \theta_p [(1 + \nu)/(5 + \nu)] \mu (1 - \cos^2 \zeta^\pm) \quad (23)$$

ここで、 ν はポアソン比 (=0.25) で、 μ は剛性率 (=30GPa) である。

$\cos \zeta^\pm(\theta, \phi)$ や $\cos \Phi^\pm(\theta, \phi)$ は球面三角法により求められる。図 17 に示すように、球面上で 3 つの大円の弧に囲まれた図形を球面三角形という。球面三角法とは、その要素の関係を表したものである。球面三角形の角の大きさは、その角を作る 2 つの大円を含む平面のなす角で定義される。それはまた、その角においてそれぞれの平面内それらの大円に引いた接線のなす角に等しい。球面三角形の辺の大きさは、その辺が球の中心に対して張る角で定義される。図のように球面三角形 ABC の 3 つ角の大きさをそれぞれ A, B, C 、それらに対する辺の大きさをそれぞれ a, b, c とすると、次の関係がある。

$$\sin a \sin B = \sin b \sin A \quad (24)$$

$$\sin a \cos B = \cos b \sin c - \sin b \cos c \cos A \quad (25)$$

$$\cos a = \cos b \cos c + \sin b \sin c \cos A \quad (26)$$

$\cos \zeta^\pm(\theta, \phi)$ や $\cos \Phi^\pm(\theta, \phi)$ は、これらの定理を用いて以下のように表される。

$$\cos \zeta^\pm(\theta, \phi) = \cos \theta^\pm \theta + \sin \theta^\pm \sin \theta \cos \phi \quad (27)$$

$$\cos \Phi^\pm(\theta, \phi) = (\cos \theta^\pm \sin \theta - \sin \theta^\pm \cos \theta \cos \phi) / \sin \zeta^\pm \quad (28)$$

ここで、 θ^\pm は以下のように定義されている。

$$\theta^\pm = (\theta_p/2) \pm \pi/4 \quad (29)$$

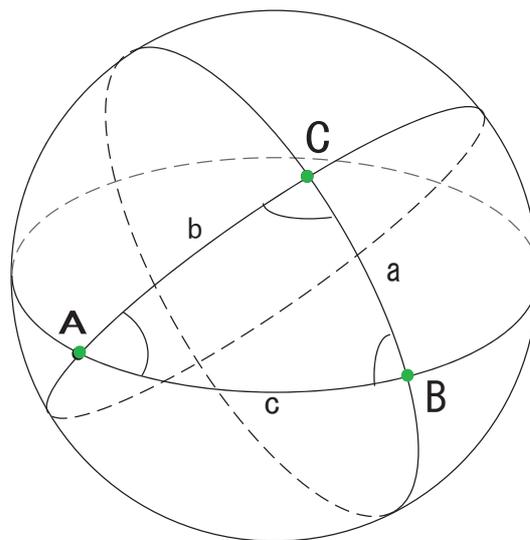


図.17 球面三角形

また，直線応力の和 Θ ，最大せん断応力 τ_{max} は以下のように記述される．

$$\Theta = \sigma_{\theta\theta} + \sigma_{\phi\phi} \quad (30)$$

$$\tau_{max} = \sqrt{\sigma_{\theta\phi}^2 + (\sigma_{\theta\theta} - \sigma_{\phi\phi})^2 / 4} \quad (31)$$

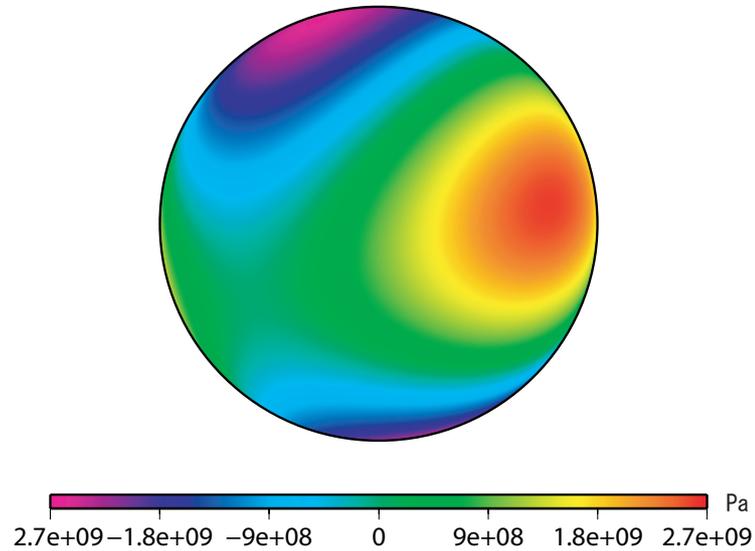


図.18 直線応力の和

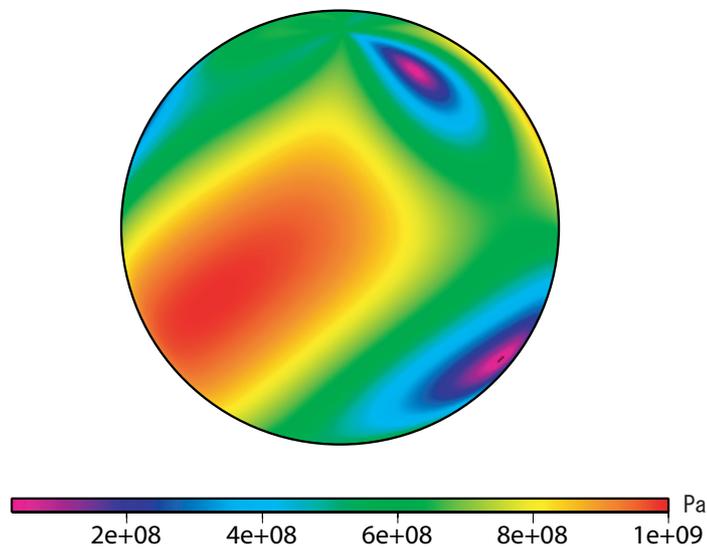


図.19 最大せん断応力

タルシス地域の近くに最大せん断応力のピークが見られる．この地域では水平応力が一方の軸では圧縮に，もう一方の軸では伸張になる．この値が大きいところほど横ずれ断層が形成されやすい．

以上で真の極移動による火星の全球的な応力場について述べたが，次に歪みを用いて同じような議論を展開してみよう．Lamé の定数 λ は μ と等しいと考える．また，平面応力

(plane stress) の状態にあるので、 λ' と以下の関係式を用いることで面積膨張 Θ と最大せん断歪 Σ に変換できる。

$$e_{\theta\theta} = \frac{1}{2\mu}(\sigma_{\theta\theta} - \lambda'\Theta') \quad (32)$$

$$e_{\phi\phi} = \frac{1}{2\mu}(\sigma_{\phi\phi} - \lambda'\Theta') \quad (33)$$

$$e_{\theta\phi} = \frac{1}{2\mu}(\sigma_{\theta\phi}) \quad (34)$$

ここで λ' は下記で定義され、 $\lambda = \mu$ とすると以下のようなになる。

$$\lambda' = \frac{2\lambda\mu}{\lambda + 2\mu} = \frac{2}{3}\mu \quad (35)$$

(33) 式と (34) 式を組み合わせると Θ' は次のように表される。

$$\Theta' = \frac{\sigma_{\theta\theta} + \sigma_{\phi\phi}}{2(\lambda' + \mu)} = \frac{\sigma_{\theta\theta} + \sigma_{\phi\phi}}{\frac{10}{3}\mu} = 0.3 \frac{\sigma_{\theta\theta} + \sigma_{\phi\phi}}{\mu} \quad (36)$$

Θ' は面積歪みで

$$\Theta' = e_{\theta\theta} + e_{\phi\phi} \quad (37)$$

で表される量である。

$$\Sigma = \sqrt{e_{\theta\phi}^2 + (e_{\theta\theta} - e_{\phi\phi})^2/4} \quad (38)$$

面積歪みと最大せん断歪みの計算結果を以下の図にプロットする。

上下変動と似たような分布となった。赤い色の部分は膨張が、また青い色の部分は収縮が見られる。これは前者が新たに赤道バルジが生じる部分、後者がかつて赤道バルジがあった部分と考えると直感的に理解できる。現在の赤道に近い赤い値を示す部分では、主に東西の伸張が卓越するため、南北走向の正断層ができると予想できる (Melosh, 1980)。

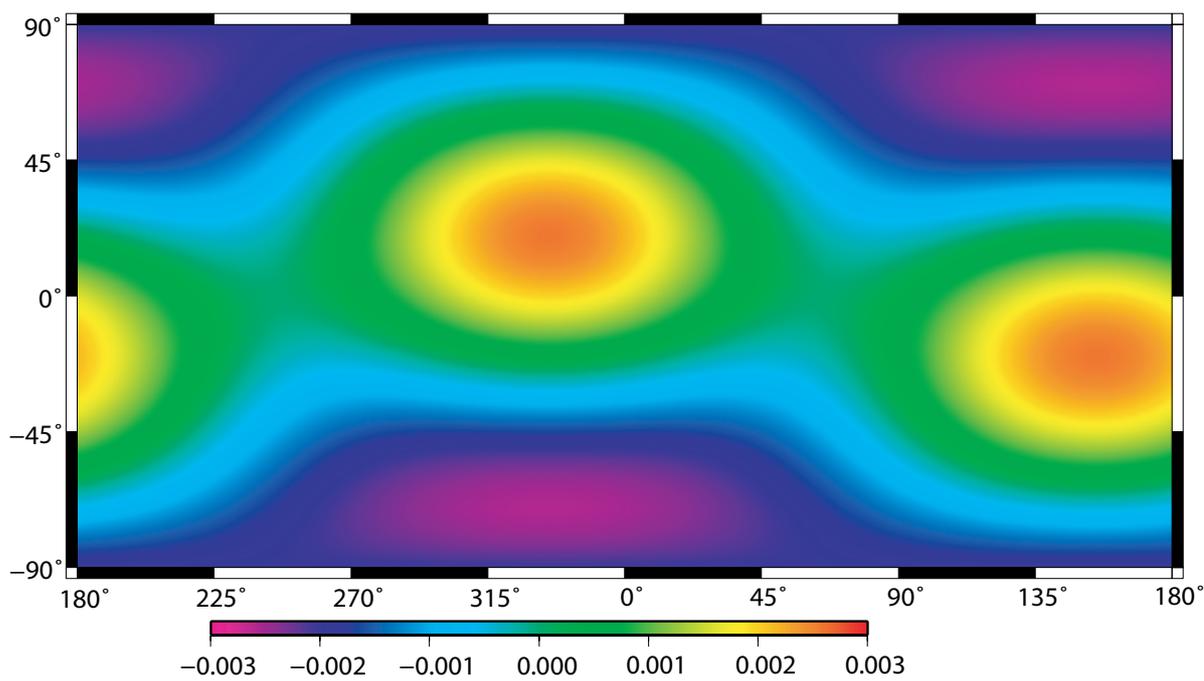


図.20 面積膨張

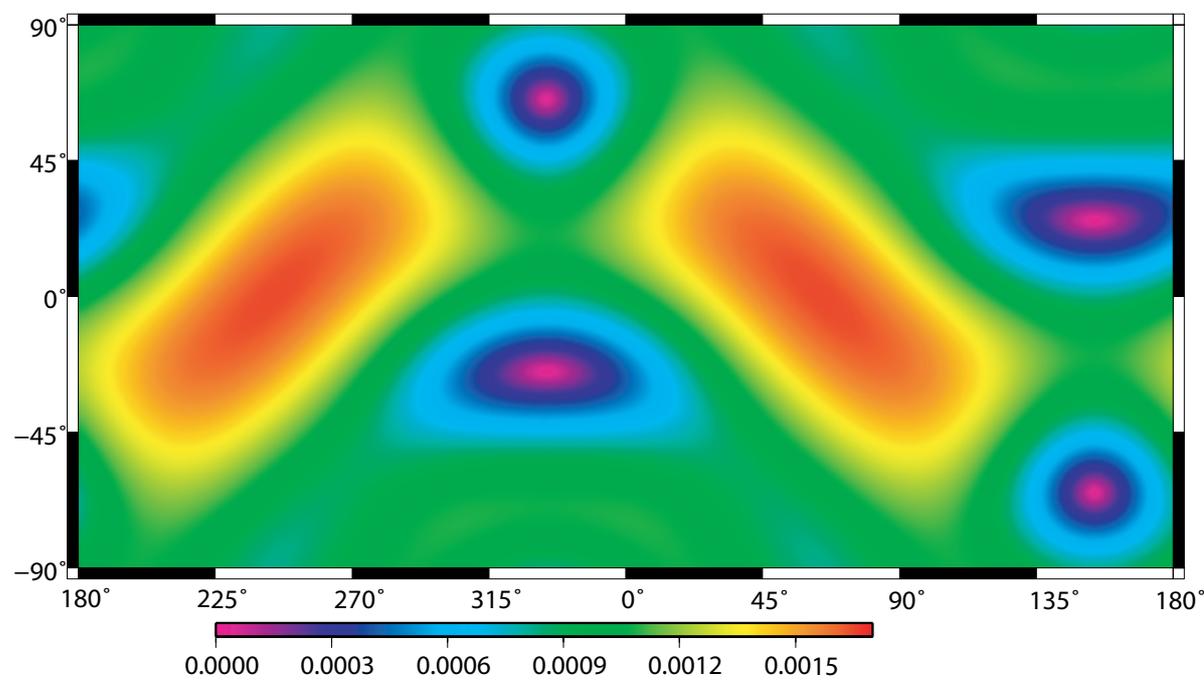


図.21 最大せん断歪み

4 火星の変動地形

4.1 wrinkle ridge

wrinkle ridge とは火星表面でしばしば見られるしわ状の地形である。その成因の一つとして、水平方向の縮みに伴う断層ではないかと考えられている (Montési and Zuber, 2003)。Chicarro et al.(1985) は、1970 年代の Viking 火星探査機で得られた写真から火星には全球的に系統的なパターンが見られることを見出した。また、Head et al.(2002) は 1996 年に打ち上げられた火星探査機 Mars Global Surveyor (MGS) の映像から、Viking でカバーできなかった高緯度地域にも走向が系統的に分布した ridge があることを見出した。Montési and Zuber (2003) は、Solis Planum や Lunae Planum の wrinkle ridge が平均約 40Km の間隔で離れている一方、北の低地の wrinkle ridge の間隔が平均 80Km 程度とやや大きいという違いの原因を地殻の厚さに求めた。

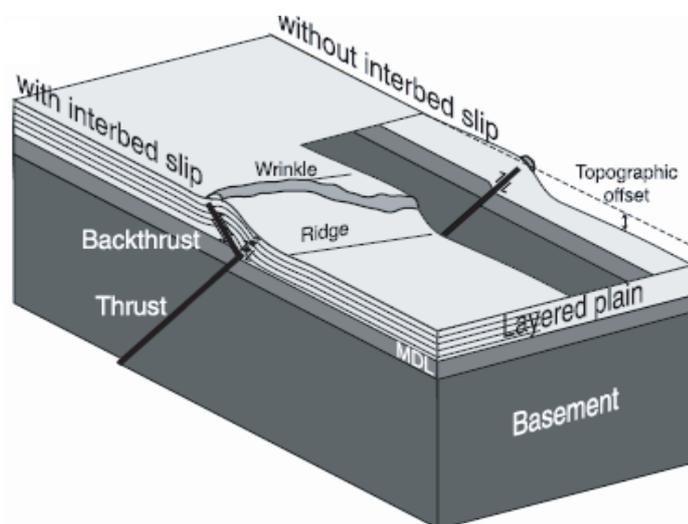


図.22 wrinkle ridge の地下構造の想像図 (Montési and Zuber, 2003)

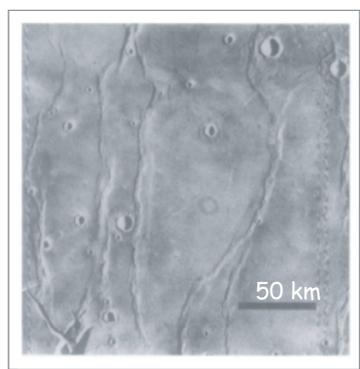


図.23 Lunae Planum にある典型的な wrinkle ridge を示す画像 (Head et al., 2002)

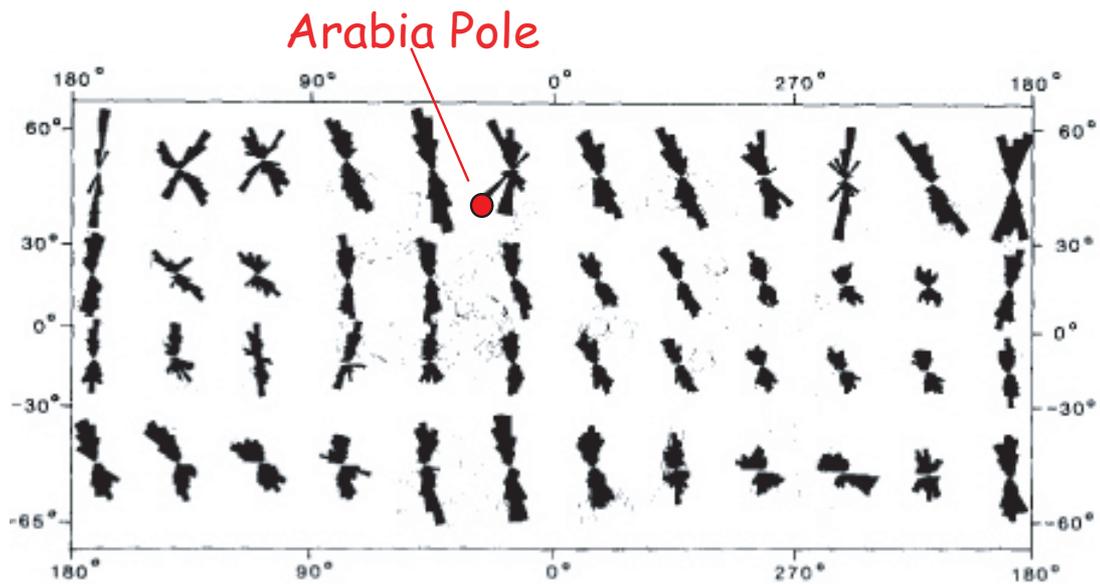


図.24 Viking の画像から得られた中低緯度地域の走向の分布を示す Rose Diagram (方向のヒストグラム) Arabia 海岸線から求められた昔の極位置 (Taylor et al., 2007) を赤い丸で示す。(Chicarro et al., 1985)

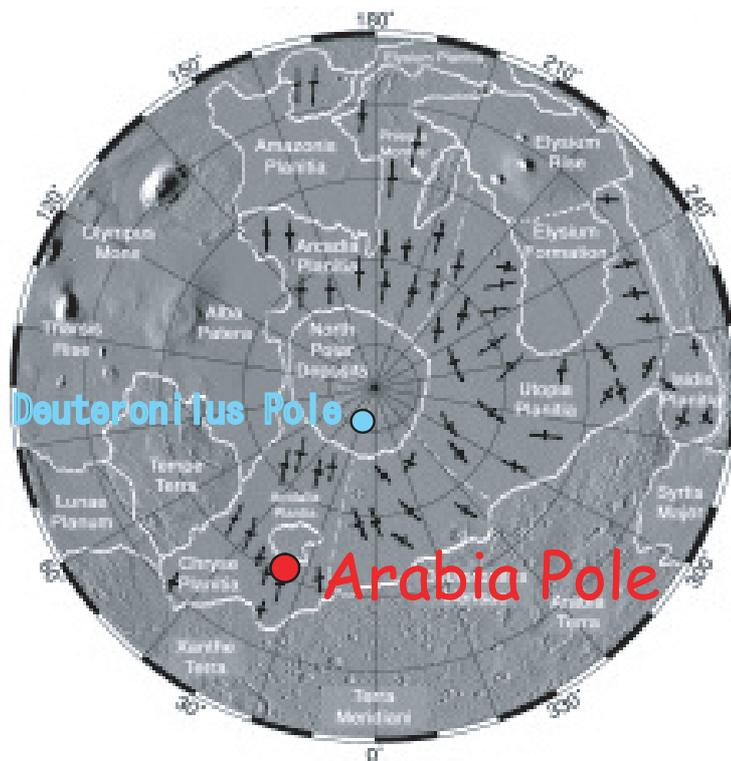


図.25 高緯度地域における wrinkle ridge の卓越走向 (Head et al., 2002) . Deuteronilus 海岸線から求められた昔の極位置 (Taylor et al., 2007) を青い丸で示す .

4.2 応力と断層運動の種類

岩石や地層が破壊されて、両側の部分がずれ動いたものが断層である。応力の向きや大きさがわかれば形成される断層の種類も知ることができる。応力テンソルの主軸は通常二軸が水平面内にあり、残る一つの軸が鉛直方向となる。水平方向の応力がいずれも引っ張りである場合は正断層が形成される。水平方向の応力がいずれも圧縮応力である場合は逆断層が生じる。一方、水平方向の応力が一つは伸張でもう一つが圧縮である場合は、横ずれ断層が形成される。横ずれ断層はずれの方向によって左ずれ断層と右ずれ断層に区別される。

Melosh (1980) に倣って火星の場合にあてはめて考えてみる。面積歪みが正になる図 20 の赤色で示されるような地域では南北走向の正断層が形成されることが期待される。一方、青や紫で示された地域では逆断層が形成されるはずである。また図 21 で赤色で示される場所では主に横ずれ断層が形成されることが期待される。wrinkle ridge は一般に逆断層を示すと考えられているが、同じように上下の段差を生じる正断層でも同様な地形が形成されるだろう。一方、横ずれ断層は通常上下変位を伴わないので、wrinkle ridge 的な地形となることは考えにくい。

図 29 は melosh (1980) より極が子午線経路で 30° 動いたときに形成すると予想される断層の中低緯度地域東半球の図である。図 30 は北緯 60° 以北の高緯度地域の図である。N は正断層、T は逆断層、SS は横ずれ断層を示す。白丸は昔の北極、黒丸は昔の南極を表す。これらの図と図 24、図 25 の走行を比較する。まず、中低緯度地域では、正断層と逆断層が形成されるところでは南北の走向の wrinkle ridge が卓越しているのが予測と良く一致している。また東経 90° を中心とした、横ずれ断層がおもに形成される領域で走向分布に系統性があまりないことも、先ほどの考え方に一致する。次に、高緯度地域で逆断層が形成されるところでは、東経 120° から東経 220° あたりまでは wrinkle ridge に南北の走向を持つものが多い点が一一致するが、今の極付近では一致はあまり顕著ではない。一方、正断層のできる古極付近で wrinkle ridge に南北の走向が卓越する点は予測と一致する。このように極の移動による応力から期待される断層の走向と wrinkle ridge の走向は、完全ではないがある程度の相関があり、両者に関連があると言えるだろう。

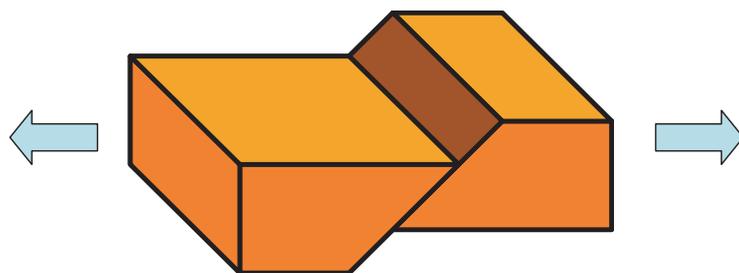


図.26 正断層

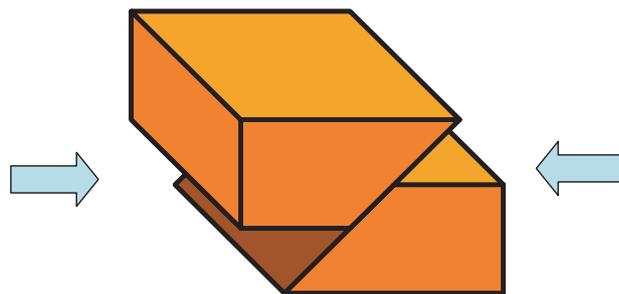


図.27 逆断層

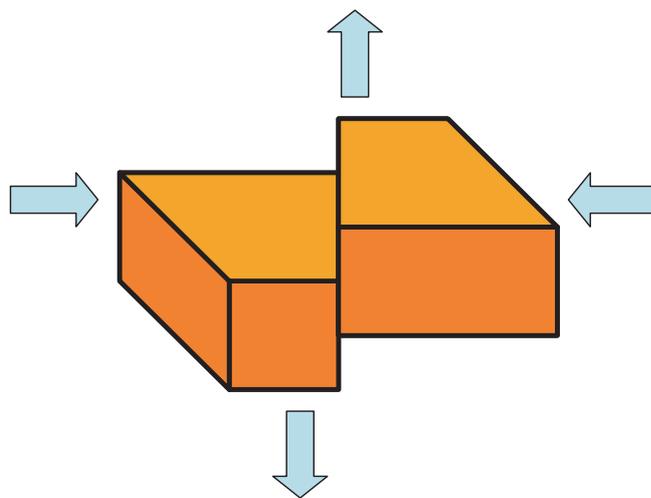


図.28 横ずれ断層 (左ずれ断層)

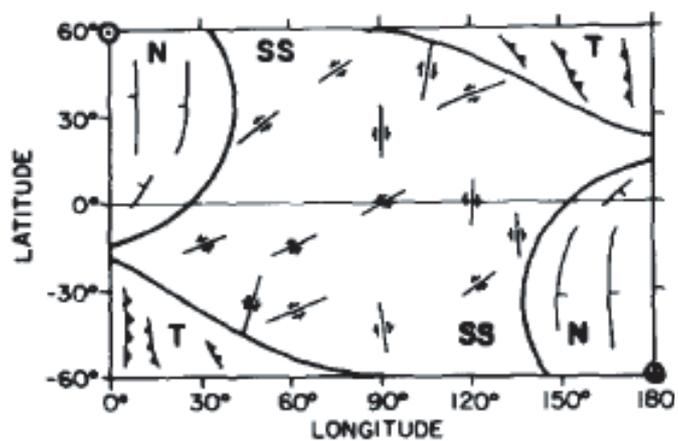


図.29 中低緯度の断層走向 (Melosh, 1985)

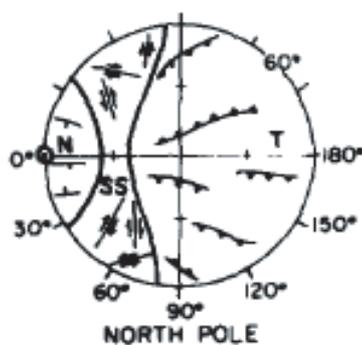


図.30 高緯度の断層走向 (Melosh, 1985)

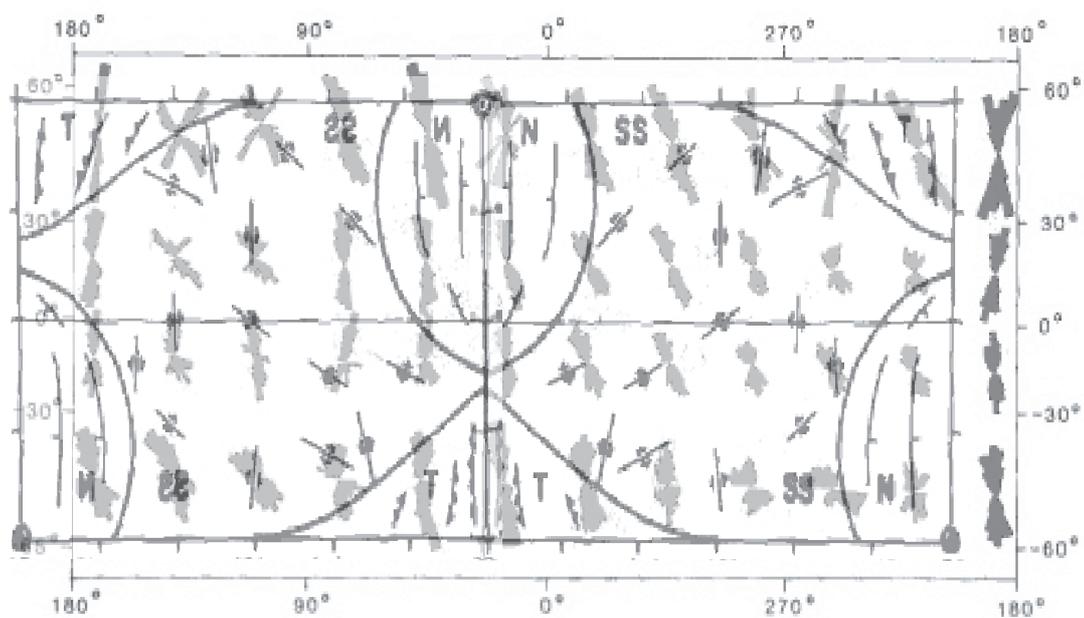


図.31 図 24 と図 29 の重ね合わせ

5 結論と課題

過去の火星海洋の存在を否定する障害（海岸線標高のばらつき）が Taylor et al. (2007) によって解決された。しかし、それらの真の極移動を引き起こした質量分布の変化はまだ特定できていない。これは表面で見える地形とは限らず、火星内部の対流による質量再配分の可能性もある。次に真の極移動に伴う地殻変動を Melosh (1980) の理論に基づいて計算したが、面積歪みで十のマイナス三乗という極めて大きな歪みを伴うことがわかった。この程度の歪みは当然リソスフェア中の断層破壊を伴うはずである。またこのような全球的な応力パターンは何らかの地形として現在の火星でも見られる可能性がある。本研究では衛星画像で見られる wrinkle ridge を逆断層や正断層に伴って生じる断層崖と考えて、その卓越走向と真の極移動に伴う地殻変動から期待される断層走向を比較してみた。中低緯度地域を見ると正断層、逆断層が形成される領域では南北走向が卓越する wrinkle ridge の方位と予測される断層の走向は高い相関を持つ。一方、横ずれ断層が形成される領域では wrinkle ridge の走向の分布に系統性が乏しく、横ずれ断層によって wrinkle ridge 的な地形ができにくいことと調和的である。高緯度地域を見ると、断層ができると予想される場所に wrinkle ridge が見つけられないこともあったが、古極付近で南北走向が卓越する点などは一致した。しかし、今回参照した wrinkle ridge の走向分布は中低緯度に限られており、また実際の極移動の量は 50° であるが、比較に用いた図は 30° の極移動のときの図 (Melosh, 1980) であった。次のステップとしては、理論計算された水平応力テンソルの主軸の方位を計算し、衛星画像で得られた wrinkle ridge の卓越走向と定量的に比較してみたい。また逆に wrinkle ridge の走向を最もよく説明できる過去の極位置を推定して、Taylor et al. (2007) で得られた極位置と比較することも意味があるだろう。これらは修士コース進学後すぐに取り組む予定である。

6 謝辞

本研究を進めるにあたり，指導教官である日置幸介教授には測地学からプログラムまで，0 から教えて頂きここに完成させることができました．また，論文指導だけでなく進路の定まらない私に多くの助言や対策をしてくださいました．心からお礼申し上げます．本研究室博士1年の小川涼子さん，修士1年の片岡健さんにはPCの設定だけでなく，大学院生としての生活や心構えなど，これから先の良き道しるべとして指導してくださいました．併せてお礼申し上げます．また本研究室4年の松尾功二君，森下遊君は研究の行き詰る私にいつも助け舟を出してくださいました．ありがとうございました．

7 参考文献

- Arkani-Hamed, J (2003) : Thermoremanent magnetization of the Martian lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 108, 5114, doi:10.1029/2003JE002049.
- Carr, M. H., and J. W. Head (2003) : Oceans on Mars: An assessment of the observational evidence and possible fate, *J. Geophys. Res.*, 108, E55042, doi:10.1029/2003JE001963.
- Chicarro, A.F., P.H. Schultz, and P. Masson (1985) : Global and regional Ridge Patterns on Mars, *Icarus*, 63, 153-174.
- Head III, J. W., M. A. Kreslavsky, and S. Pratt (2002) : Northern lowlands of Mars: Evidence for widespread volcanic flooding and tectonic deformation in the Hesperian Period, *J. Geophys. Res.*, 107, E15003, doi:10.1029/2000JE001445.
- 日置幸介 (2007) : 地球惑星状態科学 講義ノート.
<http://www.ep.sci.hokudai.ac.jp/heki/pdf/statephys.pdf>
- Liu, H.S (1974) : On the Breakup of Tectonic Plates by Polar Wandering, *J. Geophys. Res.*, 79, NO17, 2568-2572.
- Melosh, H. J. (1980) : Tectonic patterns on a reoriented Planet: Mars, *Icarus*, 44, 745-751.
- Montési, L. G. J. and M. T. Zuber (2003) : Clues to the lithospheric structure of Mars from wrinkle ridge sets and localization instability, *J. Geophys. Res.*, 108, E65048, doi:10.1029/2002JE001974 .
- Nimmo, F. and I. Matsuyama (2007) : Reorientation of icy satellites by impact basins, *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1029/2007GL030798 .
- Sprenke, K.F., L.L. Baker, A.F. Williams (2005) : Polar wander on Mars: Evidence in the geoid, *Icarus*, 174, 486-489.
- Taylor Perron, J. and J. X. Mitrovica, M. Manga, I. Matsuyama, and M. A. Richards (2007) : Evidence for an ancient martian ocean in the topography of deformed shorelines, *Nature*, 447, 840-843.
- Zuber, M. T., S. C. Solomon, R. J. Phillips, D. E. Smith, G. L. Tyler, O. Aharonson, G. Balmino, W. B. Banerdt, J. W. Head, C. L. Johnson, F. G. Lemoine, P. J. McGovern, G. A. Neumann, D. D. Rowlands, and S. Zhong (2000) : Internal structure and early thermal evolution of Mars from Mars Global Surveyor topography and gravity, *Science*, 287, 1788-1793.