

**Earthquake source nucleation:
a physical model
for short-term precursors
Ohnaka (1992)**

発表者：荒 諒理(井出研D2)

1. Introduction

観測で捉えられた様々な前震のパターン

- 本震の破壊開始点近傍に分布する前震
- 前震を伴わない巨大地震(e.g. Loma Prieta地震(1989))
- 本震の破壊開始点より浅い領域に分布する前震

→ これらの観測の物理的理解が不十分

(破損プロセスを支配する構成関係が重要)

近年の実験&理論的研究(Ohnaka and Kuwahara 1990等)

- 地震時の動的かつ不安定に進行する破壊の伝播に至る前に、準静的~準動的に安定的に進行するnucleationの段階が不可欠

→ nucleationは動的破壊の先行現象

前震がnucleationの結果として見える現象だと説明するのがこの論文

以降のこの論文の流れ

2. Modelling of earthquake source nucleation

- nucleationの物理モデルの説明
- nucleationは G_c 最小の所から開始
- G_c の空間的不均質はnucleation中の動的不安定を生み出す

3. Depth variation of rupture growth resistance

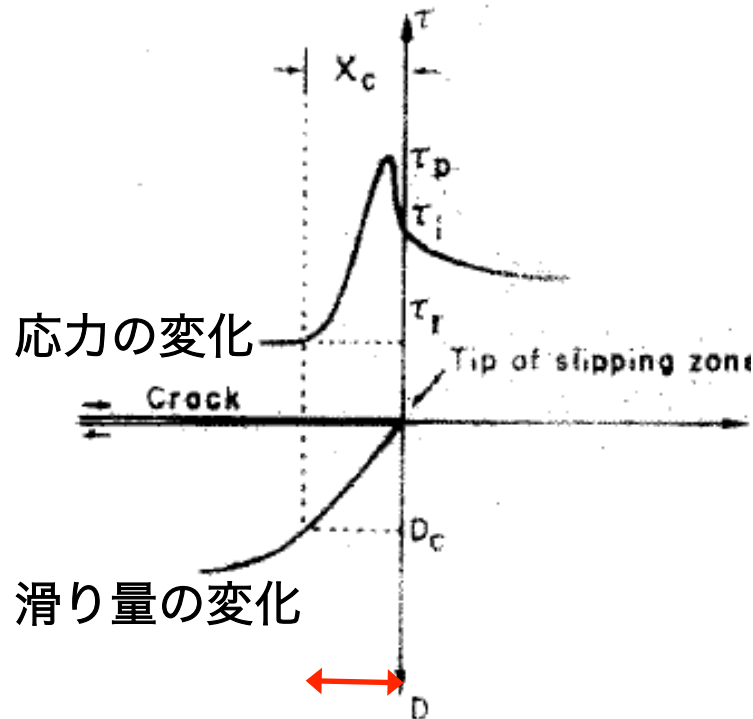
- G_c の空間的不均質として、深さによる変化が挙げられる
- G_c の値に影響を与えるパラメータ(τ_p , D_c , $\Delta \tau_b$)の深さ(温度 & 圧力)依存性を先行研究のデータから推定

4. Earthquake nucleation and immediate foreshocks

- 3. で求めた G_c の空間的不均質を念頭に実際に観測された前震活動の物理的解釈

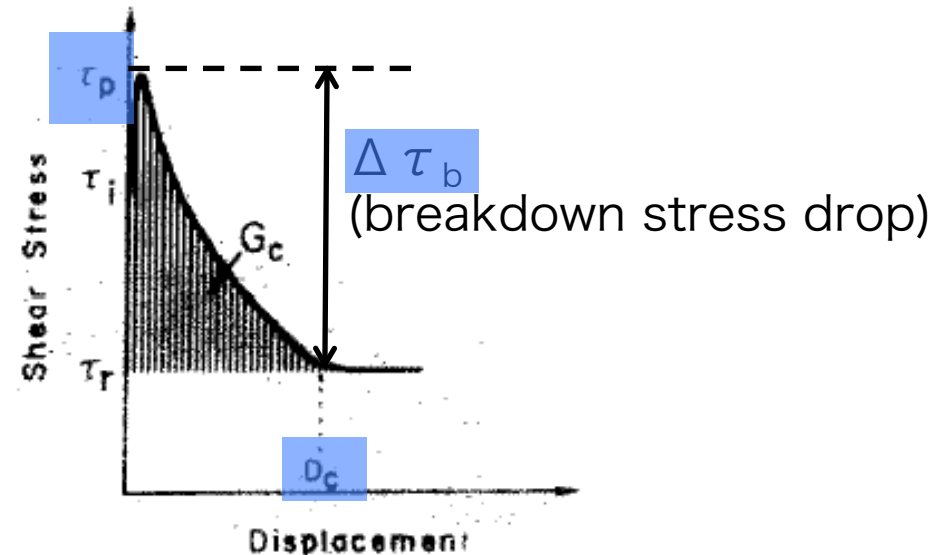
breakdown zone model

rupture front前後での
応力, 変位の分布



breakdown zone
(まさに物が壊れている
最中のところ)
このサイズ= X_c

滑り変位と応力の関係



この3つの物理量が摩擦構成則を
(ほぼ)規定する

τ_p : 剪断応力の最大値

τ_r : 残留摩擦応力

D_c : 剪断応力が τ_r まで低下するのに
必要なすべり量

$$\Delta \tau_b = \tau_p - \tau_r$$

nucleationの性質

実験から分かったこと

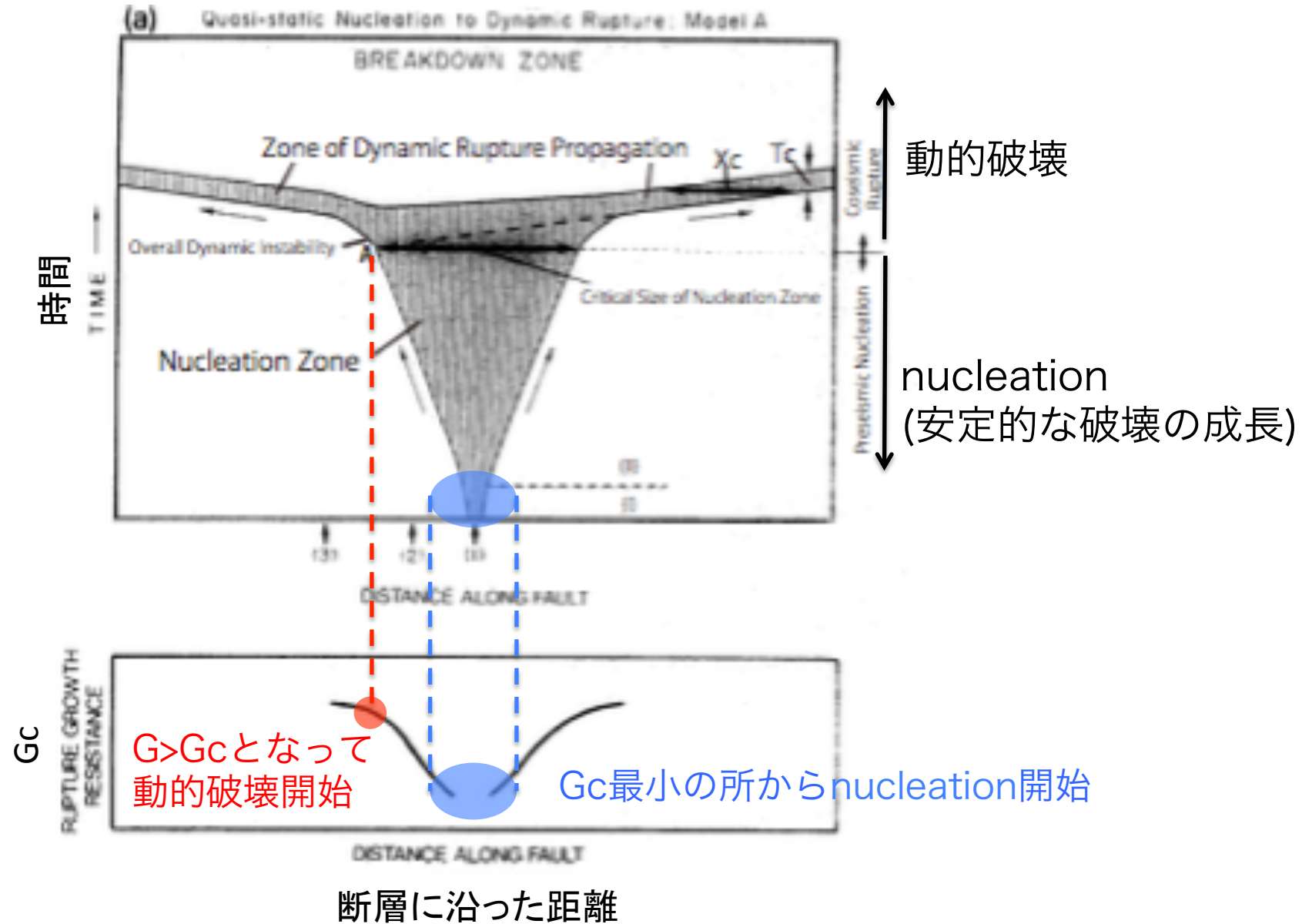
- nucleationはGcが最小の場所から始まる
- nucleationの過程で滑り弱化のプロセスが進行する

理論的な研究から分かったこと

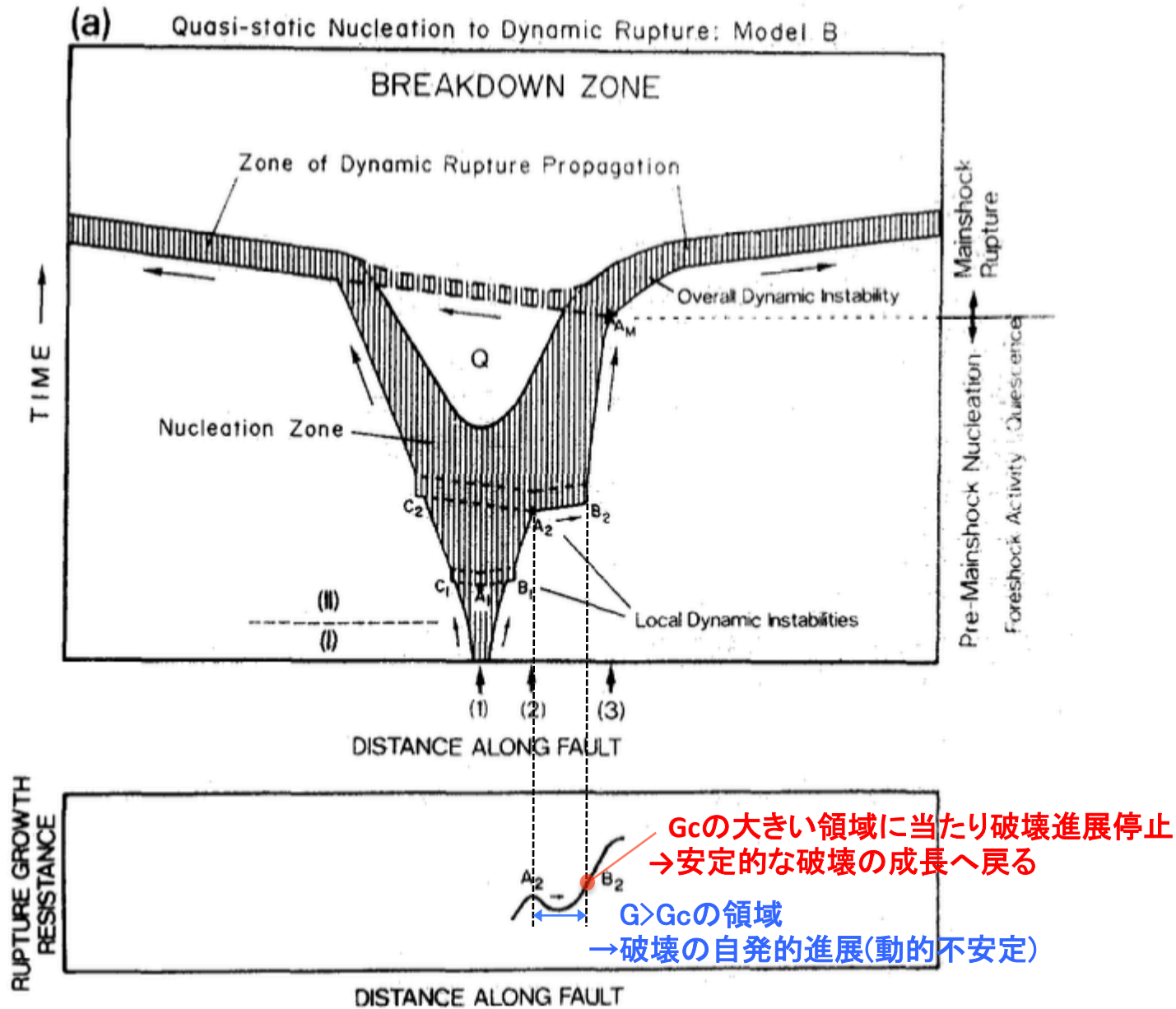
- 安定的な破壊の成長にはDcの空間的な変化率が臨界値より大きい必要あり
- Gcの空間分布がnucleationに重要な影響を及ぼす
 - nucleation zoneのサイズはGcの空間分布に支配される
 - nucleationの最中に、localな動的不安定が含まれ得る
(この動的不安定は必ずしも全体の破壊には至らない)

断層性質の不均質がnucleationにおいて重要な役割を果たす
→断層性質の不均質を入れてnucleationの物理モデルを考える必要あり

nucleationの物理モデルの例1.(basicな例)



nucleationの物理モデルの例2.(G_c のlocalな不均質あり)



3. G_c の空間変化

nucleationは構成則が分かれば、弾性体の方程式と外部からの载荷応力と組み合わせることで完全に記述可能

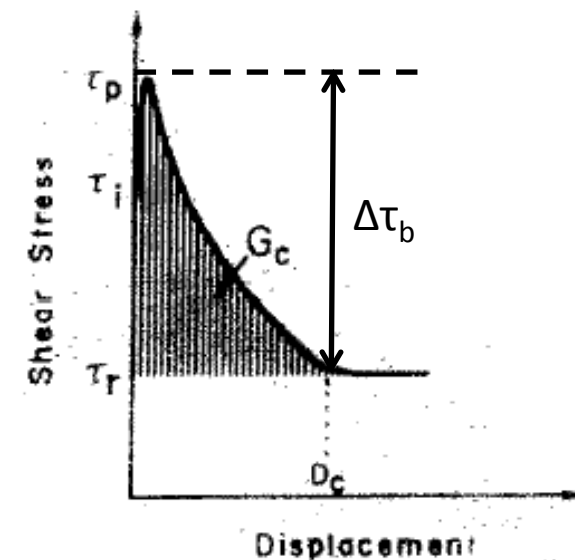
しかし自然断層で構成則(を規定するパラメータ)を求めるのは難しい

nucleationには G_c の空間的な不均質が大きく影響する(前章)

G_c に影響を与えるパラメータ τ_p , D_c , $\Delta\tau_b$

を変化させる要因

- 断層の幾何学的形状
- 岩石のタイプ
- 流体の存在
- 周囲の温度
- 有効応力



3. G_c の空間変化

- 断層の幾何学的形状の影響
 - 断層形状は(有限の周波数で)フラクタル(Aviles et al.1987等)
 - 断層形状の粗さを特徴づける量： λ_c (パワースペクトル密度)
 - G_c は大きい λ_c の場所で大きくなる(実験研究から)
- $\Delta \tau_b$ が大きければ D_c が大きくなる(実験研究から)
(これは構成則を規定するパラメータは独立ではないということ)
- 間隙水圧の不均質の影響
 - 間隙水圧が不均質なら、有効法線応力も空間的に不均質になる
 - 間隙水圧が大きい場所では断層強度が低下し、 G_c も小さくなる

Gcの深さ変化

- Gcの空間分布に系統的な変化を及ぼすもの: 深さ(温度&圧力)
- Gcを支配する3つのパラメータ(τ_p , D_c , $\Delta \tau_b$)の深さ依存性の理解が不十分
- 中部地殻(だいたい深さ10-25km)では
 - 静岩圧: 300-750 Mpa
 - 温度: 300-750°C
 - この温度圧力条件は脆性塑性遷移領域
- 中部地殻より浅い領域は岩石の摩擦、深い領域は塑性流動で特徴づけられる
- 脆性領域、脆性塑性遷移領域、塑性領域の3層を仮定し、3つのパラメータの深さによる変化を(先行研究の実験データを用いて)考えていく

τ_p の深さ変化

- dryなWesterly graniteでの実験(Giggs et al. (1960), Stesky et al. (1974), Wong (1982a))結果を用いて議論
- 実験における歪みレートは $5 \times 10^{-4} - 1 \times 10^{-5}$ /s
- これらの歪みレート下では歪みレートの影響は無視可能
(だから歪みレートの影響は考えない)
- 脆性, 塑性領域での τ_p は下表のよう

τ_p の性質	温度依存	圧力依存
脆性領域	×	○
塑性領域	○	×

→ 脆性塑性領域では温度, 圧力両方に(独立に)依存すると仮定

$$\tau_p(\sigma_n, T) = f(\sigma_n)g(T)$$

σ_n : 法線応力, T: 温度

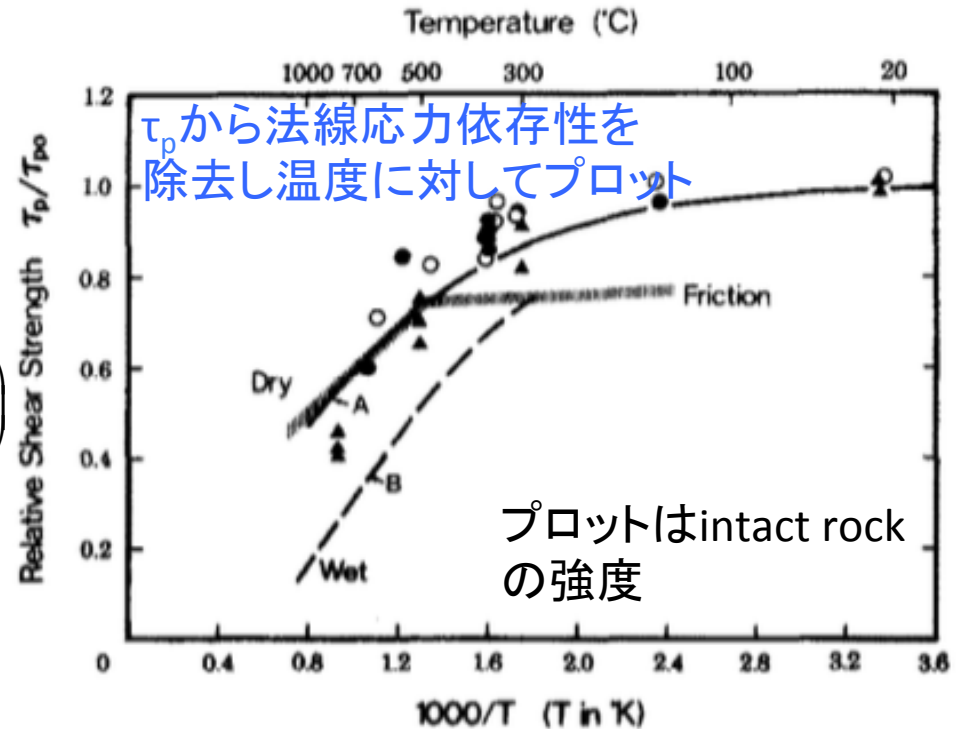
τ_p の深さ変化

- まず温度 T を固定($T=T_0$)し、 τ_p の法線応力依存性を調べる
→ 線形でよく近似可能： $\tau_p(\sigma_n, T_0) = \tau_{p0}(\sigma_n) = c_0 + c_1\sigma_n$
- 続いて、 $\tau_p(\sigma_n, T)$ を $\tau_{p0}(\sigma_n)$ で割ることで温度依存性を調べる
→ Fig.4
- Fig.4のプロットは次の式でうまく近似可能(右図実線A)

$$\frac{\tau_p(\sigma_n, T)}{\tau_{p0}(\sigma_n)} = \frac{g(T)}{g(T_0)}$$

$$= 1 - \left[\cosh\left(\frac{C_2}{T}\right) + \left(\frac{C_1}{C_2}\right) \sinh\left(\frac{C_2}{T}\right) \right] \times \exp\left(-\frac{C_1}{T}\right)$$

- 300°C以下で τ_p はほぼ一定
→ 300°C以下では脆性



τ_p の深さ変化

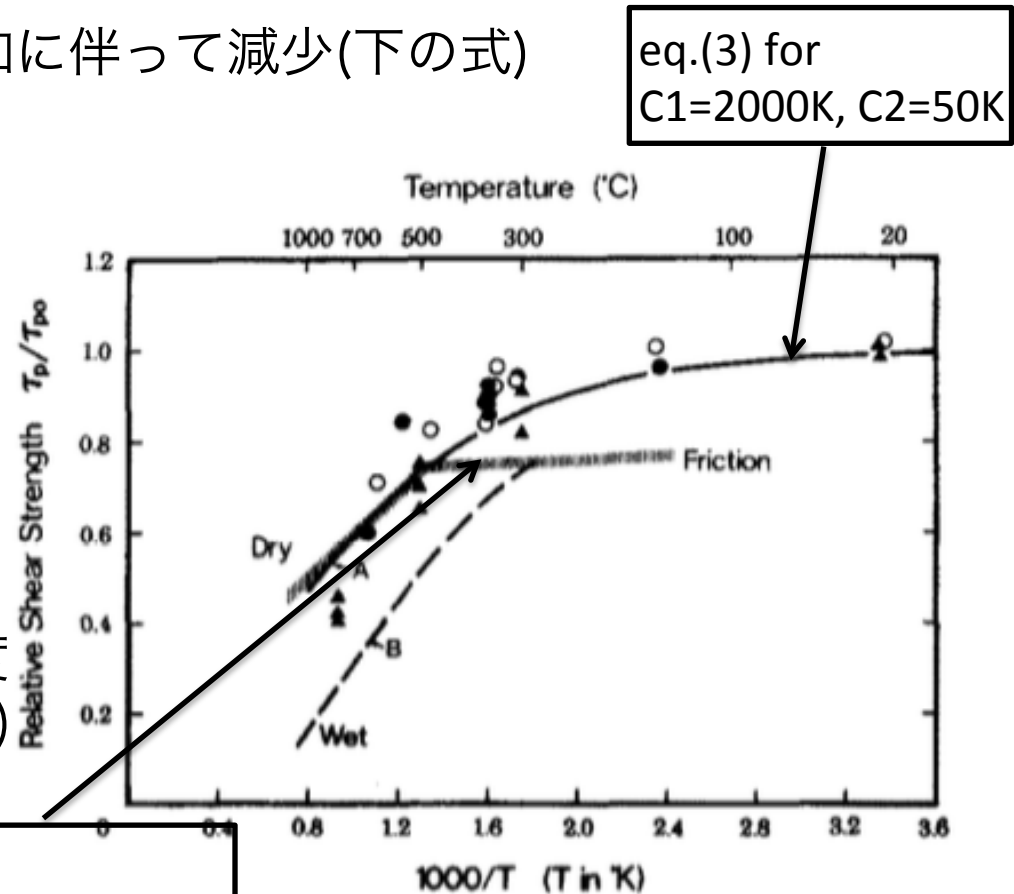
- これまではintact rockの強度の話
- Stesky et al. (1974)による摩擦強度(既存断層面の滑りの強度)
 - 500°C以下では温度に依存しない
 - 500°C以上では温度の増加に伴って減少(下の式)

$$\dot{\delta} = \dot{\delta}_0 \exp\left(\frac{\tau}{\tau_0}\right) \exp\left(-\frac{Q}{RT}\right)$$

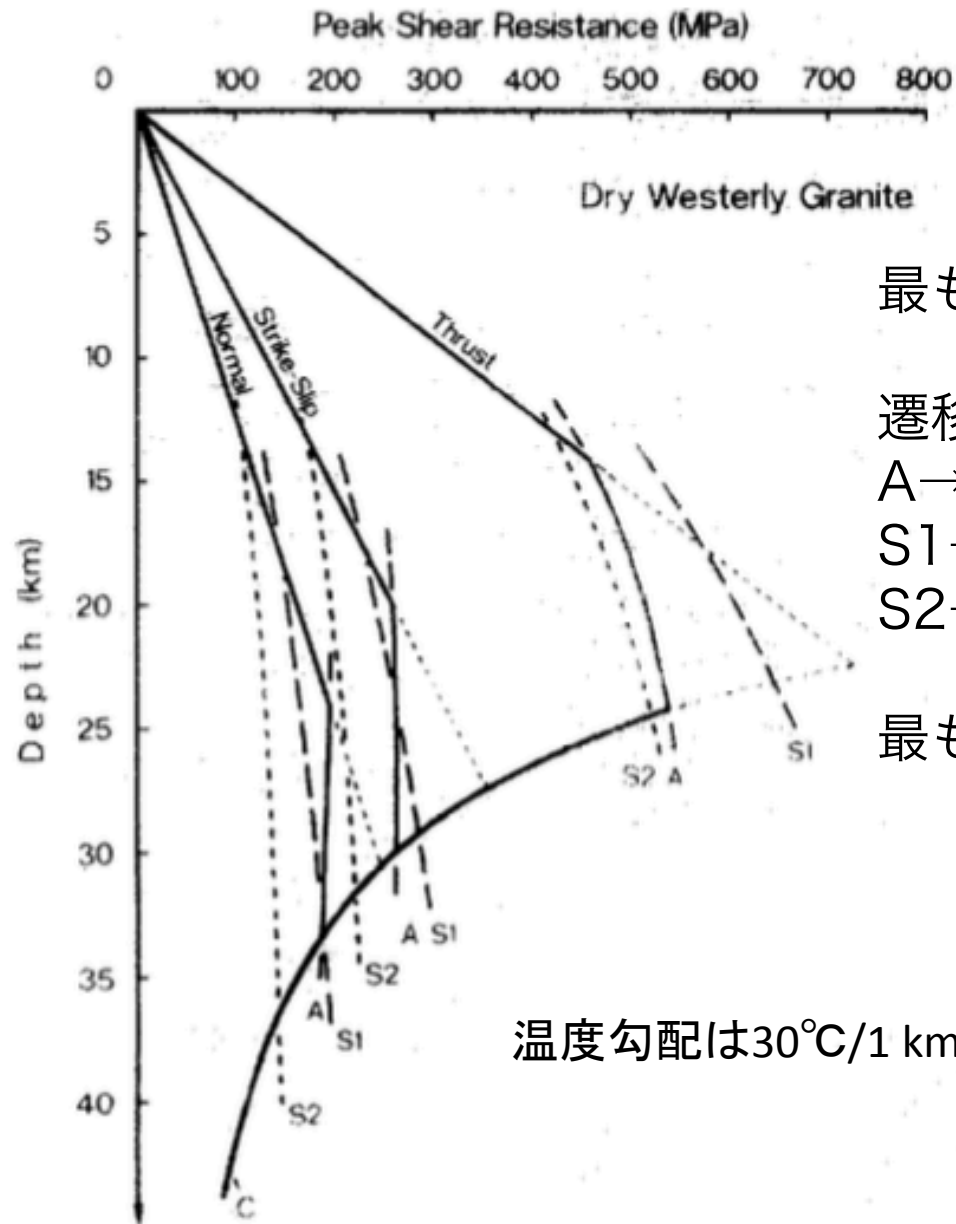
Q: 活性化エネルギー

R: 気体定数

- 500°C以下では
摩擦強度 < intact rockの強度
- 500°C以上では
摩擦強度 = intact rockの強度
(凝着の効果により全体が接触)



τ_p の深さ変化



最も浅い領域(直線)：摩擦則

遷移領域(曲線A,S1,S2):

A→intact rockの強度(eq.(3))

S1→摩擦強度(eq.(4),)

S2→摩擦強度(eq.(4),)

最も深い領域(曲線C)：流動則

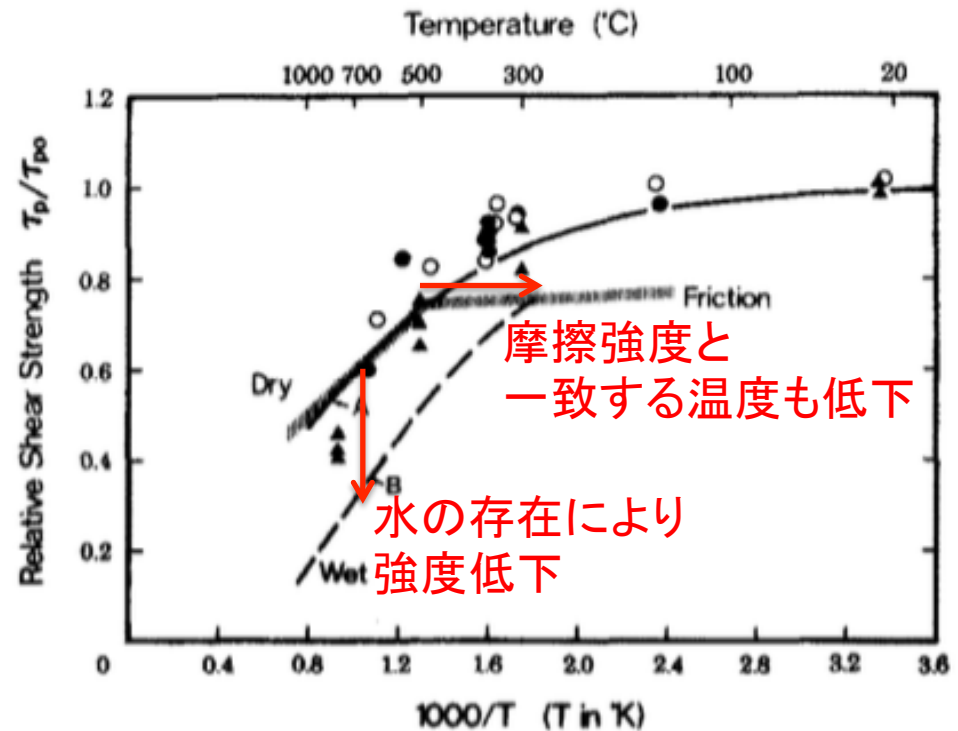
温度勾配は30°C/1 kmを仮定

τ_p の深さ変化

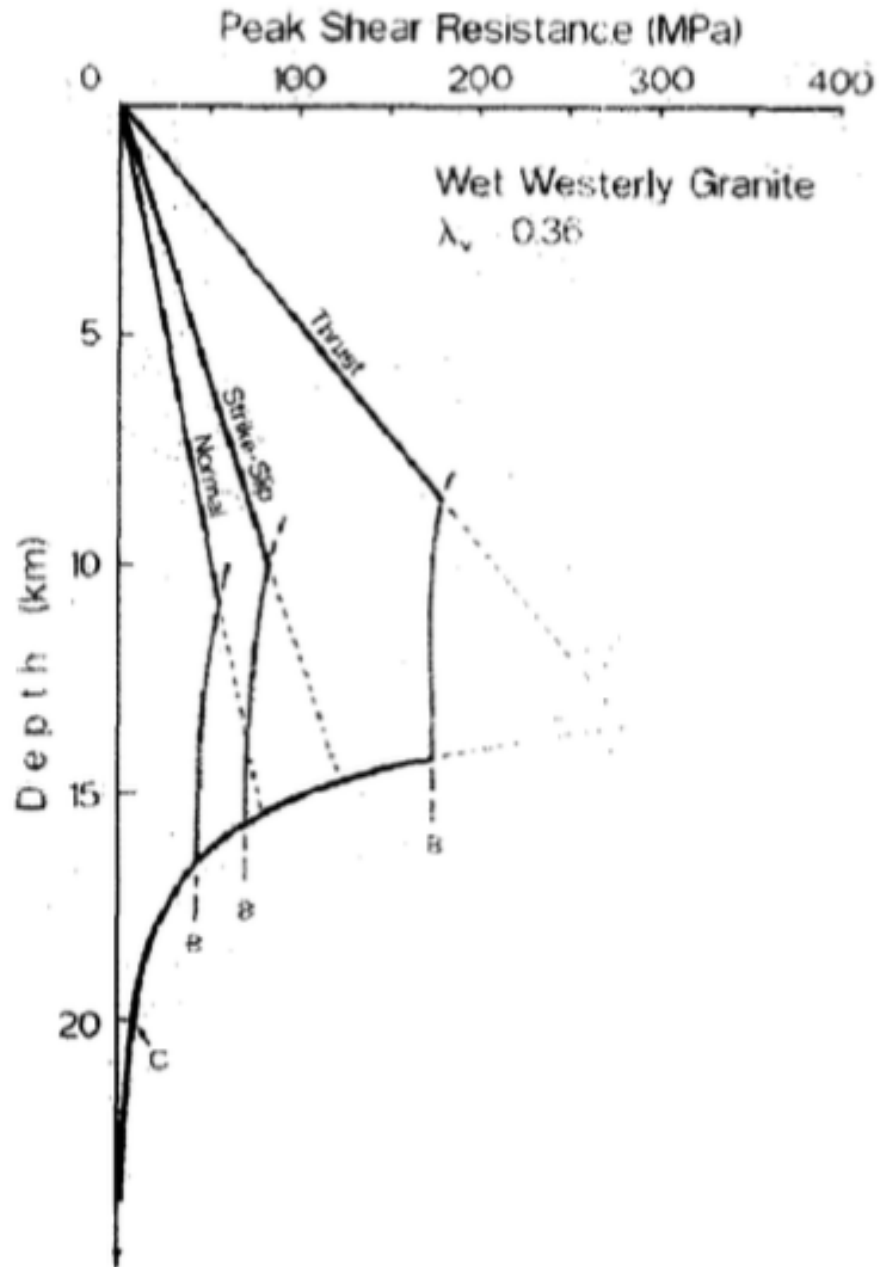
次は流体存在下での話

水は物理的及び化学的両方の効果で岩石の強度を低下低下させる

- 物理的效果=有効圧
- 化学的效果=応力腐食&加水分解性の弱化(高温高压により促進)
- intact rockの剪断強度と摩擦抵抗が一致する温度は220°Cまで低下すると仮定



τ_p の深さ変化



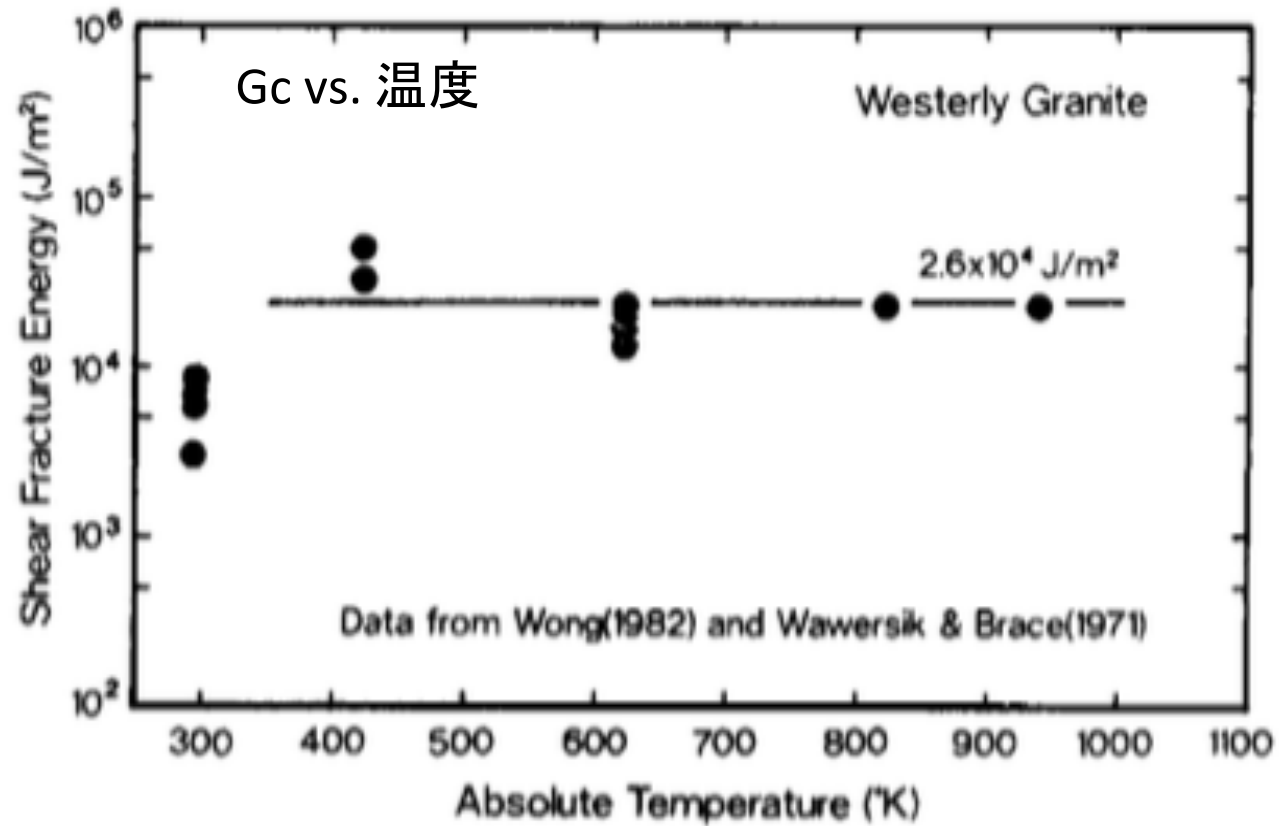
静水圧の流体存在下で
eq.(2)の c_0 (cohesion)は
30%低下

塑性流動のパラメータも
流体存在下で変化

全体的にdryな時よりも
強度が低下

Dcの深さ変化

Gcは温度によらず一定(Fig.7, 後に拘束条件として使用)



Dcの深さ変化

- 剪断強度と残留応力どちらも法線応力に依存
→ 応力効果 $\Delta \tau_b$ も法線応力に依存
- $\Delta \tau_b$ は温度にも依存 → $\Delta \tau_b(\sigma_n, T) = f'(\sigma_n)g'(T)$
- $\Delta \tau_b$ の法線応力依存性は正比例の関係と仮定
→ $\Delta \tau_b / \sigma_n$ は温度Tのみの関数(先行研究データのプロットがFig.8)

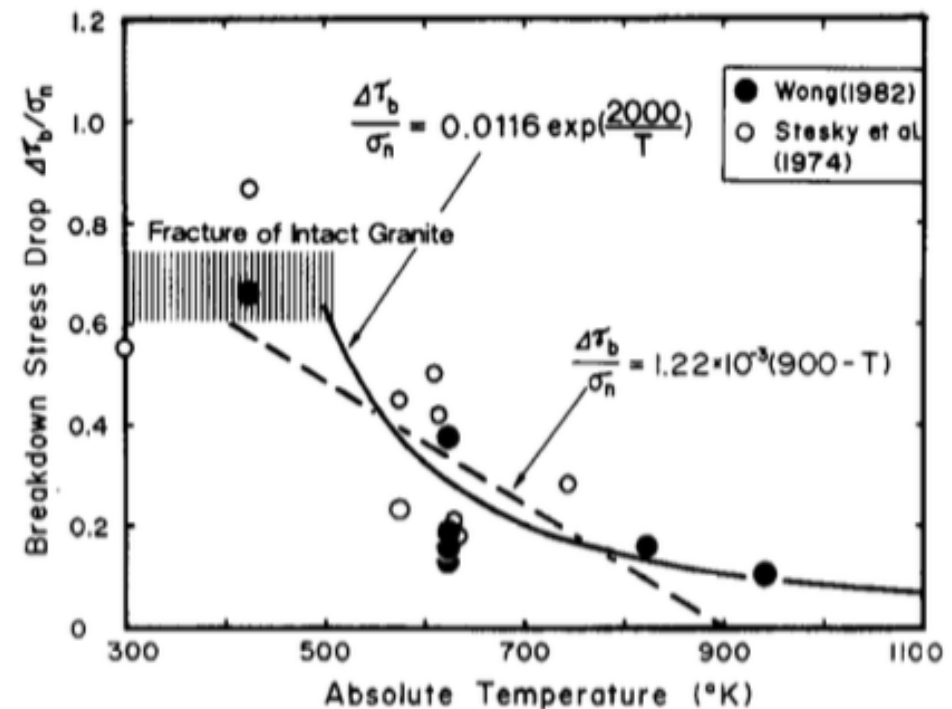
- 右図のプロットに合う関数型

- 右図曲線(実線)

$$\frac{\Delta \tau_b}{\sigma_n} = A \exp\left(\frac{Q}{RT}\right)$$

- 右図直線(点線)


$$\frac{\Delta \tau_b}{\sigma_n} = 1.22 \times 10^{-3} (900 - T)$$



Dcの深さ変化

ここまでで分かったこと

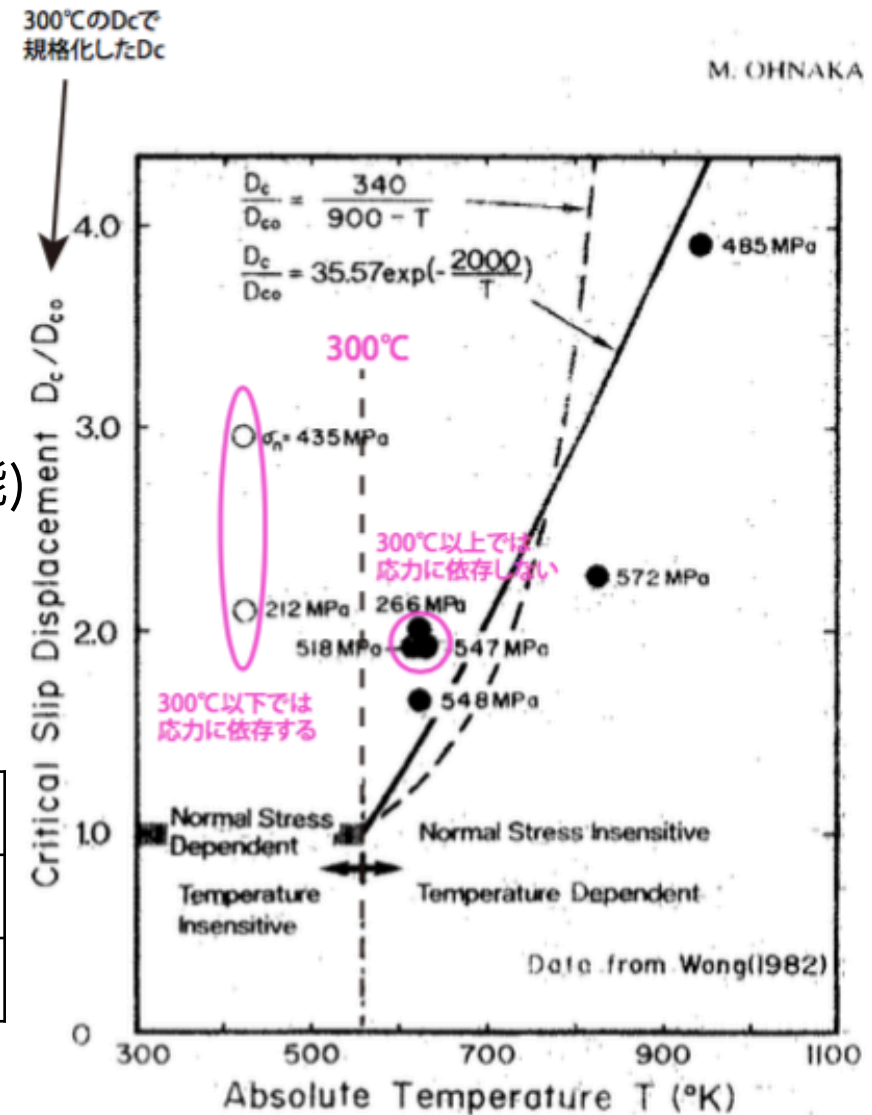
- $G_c \sim$ 一定(温度によらない)
- $\Delta \tau_b$ は温度の増加に伴い減少


 $G_c \sim \Delta \tau_b \times D_c$

Dcは温度の増加に伴い増加
(これは独立な実験データから検証可能)

実際に検証：Fig.9(右図)
右図データでのDcの特徴

	温度依存性	圧力依存性
$T > 300^\circ\text{C}$	○	×
$T < 300^\circ\text{C}$	×	○



300°C以下でDcが法線応力に依存するというのはこのデータから強く言えるものではないが、これは後で検討する

Dcの深さ変化

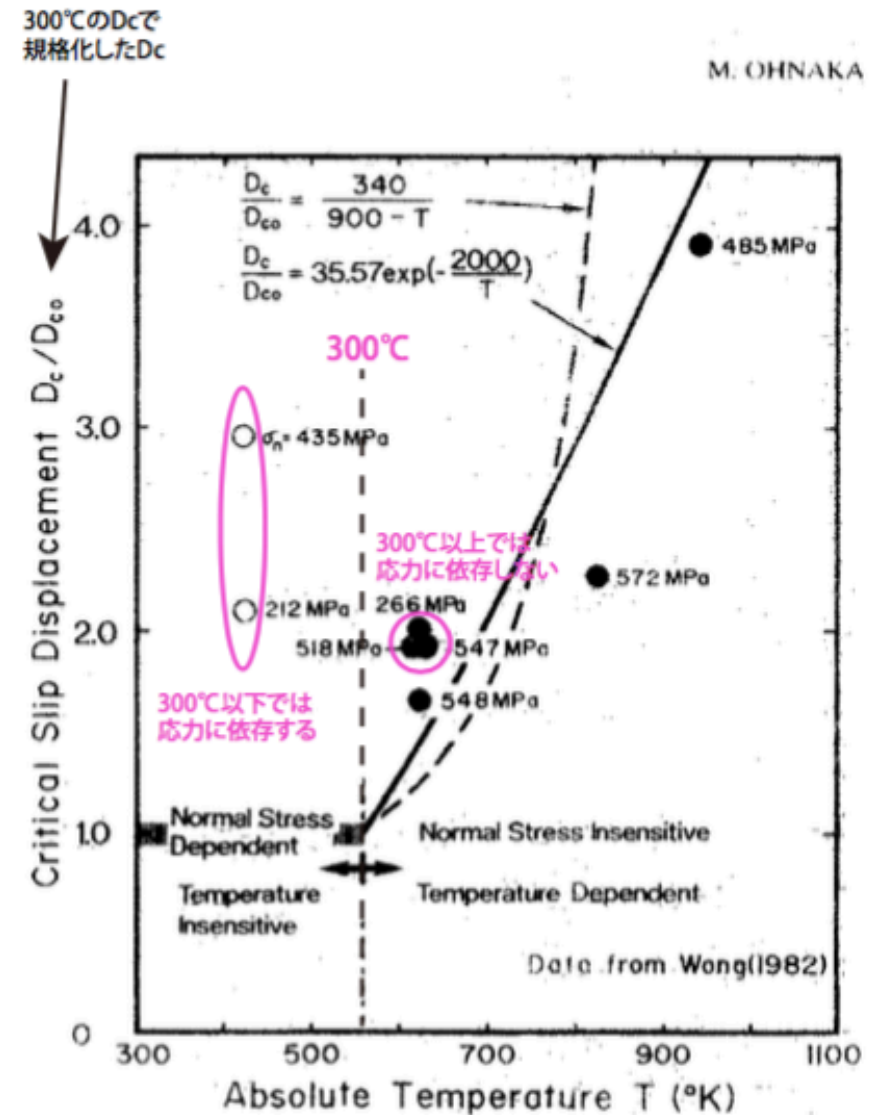
右図のプロット (300°C以上) に
よく合う関数型を決定するのは難しい
(データが少ない)

→二つの仮定を用いて決める

1. G_c は温度によらず一定 (Fig.7)
2. $\Delta \tau_b$ の温度依存性はeq.(9) or (10)

$$\frac{D_C}{D_{C0}} = A \exp\left(-\frac{B}{T}\right)$$

$$\frac{D_C}{D_{C0}} = \frac{A}{B-T}$$



Dcの深さ変化

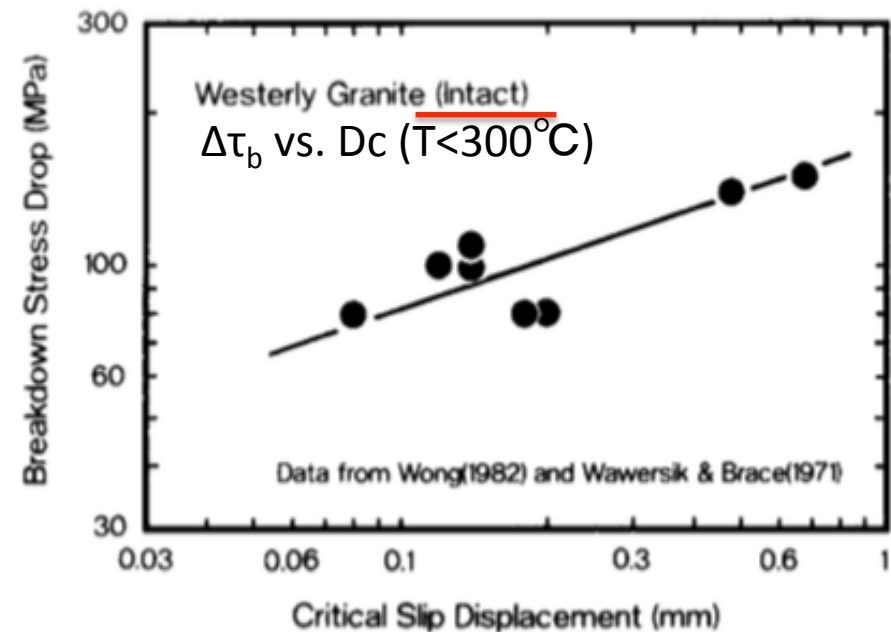
300°C以下でDcが法線応力に本当に依存するのか？

→直接実験データから決められるはず

$\Delta\tau_b$ は法線応力に比例するから、これとDcを比べる(Fig.10)
(originalのデータでは法線応力がわからない)

右図のプロットによく合う式：

$$D_C = D_{C0} \left(\frac{\Delta\tau_b}{\Delta\tau_{bo}} \right)^K$$



Dcの深さ変化

300°C以下でDcが法線応力に本当に依存するのか？

→直接実験データから決められるはず

$\Delta \tau_b$ は法線応力に比例するから、これとDcを比べる(Fig.10)

(originalのデータでは法線応力がわからない)

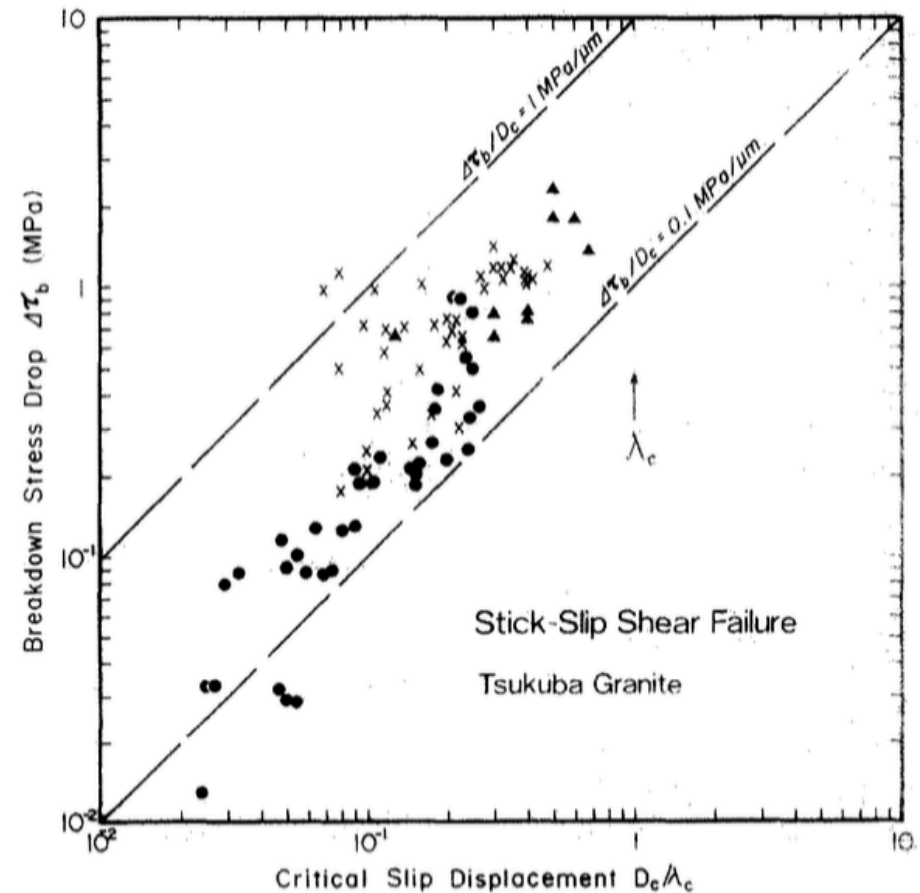
右図のプロットによく合う式：

$$D_C = D_{C0} \left(\frac{\Delta \tau_b}{\Delta \tau_{bo}} \right)^K$$

摩擦滑りでもintact rock同様

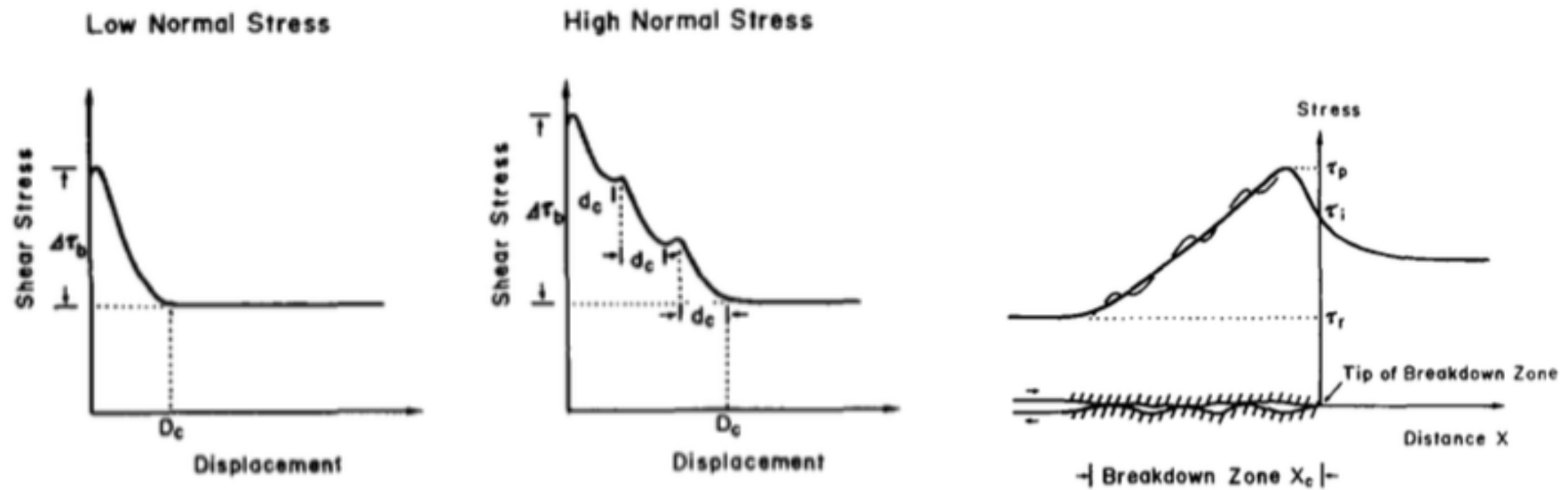
Dcと $\Delta \tau_b$ に正の相関あり

(Fig.11)



Dcの深さ変化

- なぜDcは法線応力の増加に伴い増えるか？
 - 法線応力が増えると真実接触面積が増加
 - breakdown zoneの中に入るasperityの数が増える (Fig.12)



Dcの深さ変化

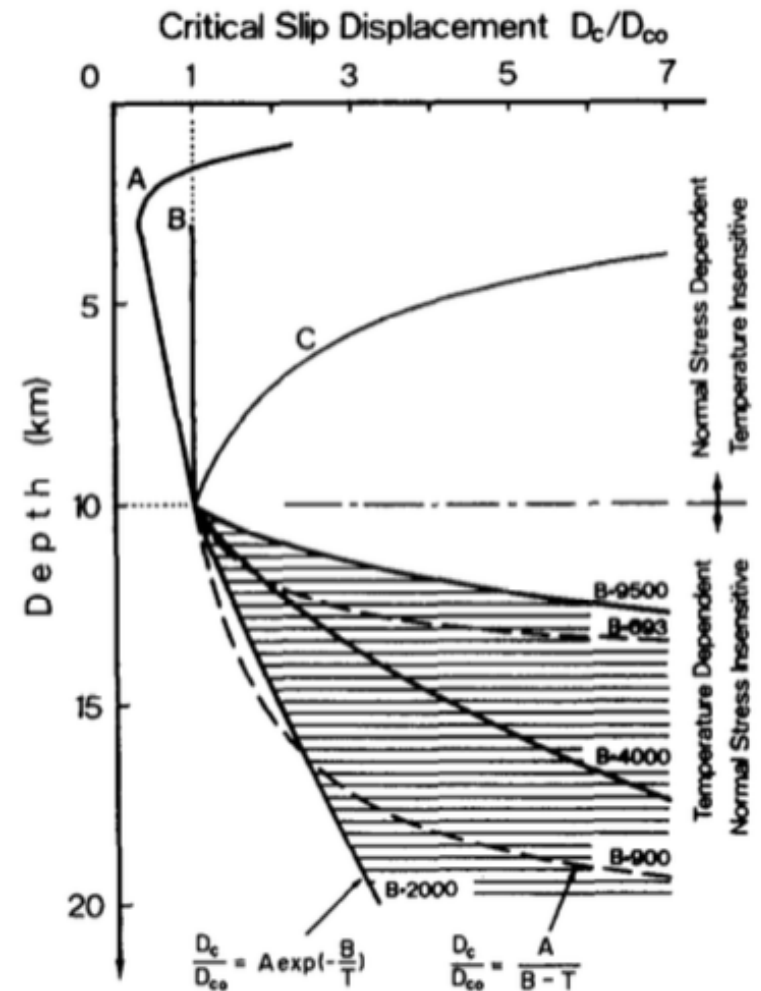
30°C/kmの熱勾配を仮定

浅部では3タイプのDcの深さ変化を考慮

深部では(9)及び(10)の2タイプを考慮

$$(9) \quad \frac{D_C}{D_{C0}} = A \exp\left(-\frac{B}{T}\right)$$

$$(10) \quad \frac{D_C}{D_{C0}} = \frac{A}{B-T}$$



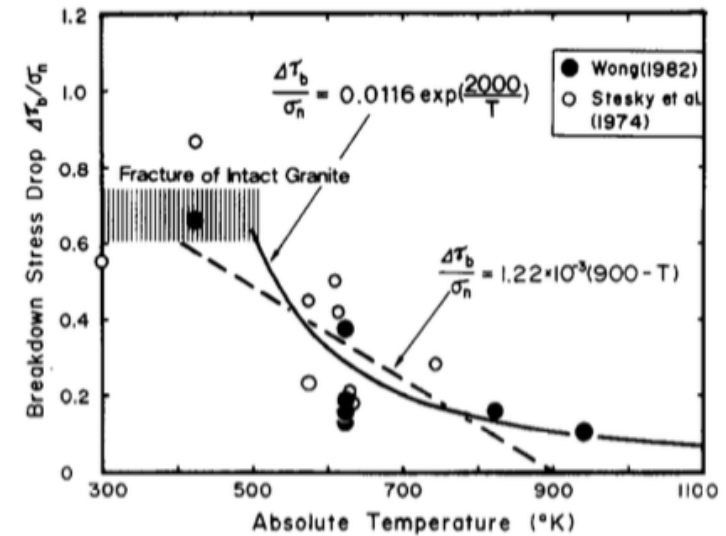
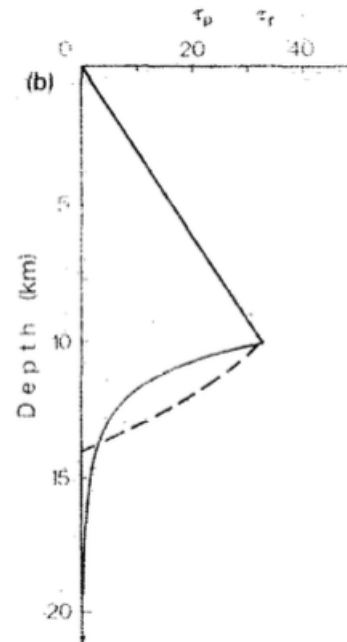
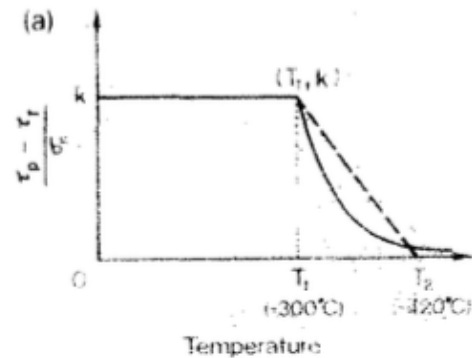
$\Delta \tau_b$ の深さ変化

Fig.8から分かっていること

$\Delta \tau_b$ は(intact rockで)

- 一定($T < 300^\circ\text{C}$)
- 温度に対して減少($T > 300^\circ\text{C}$)

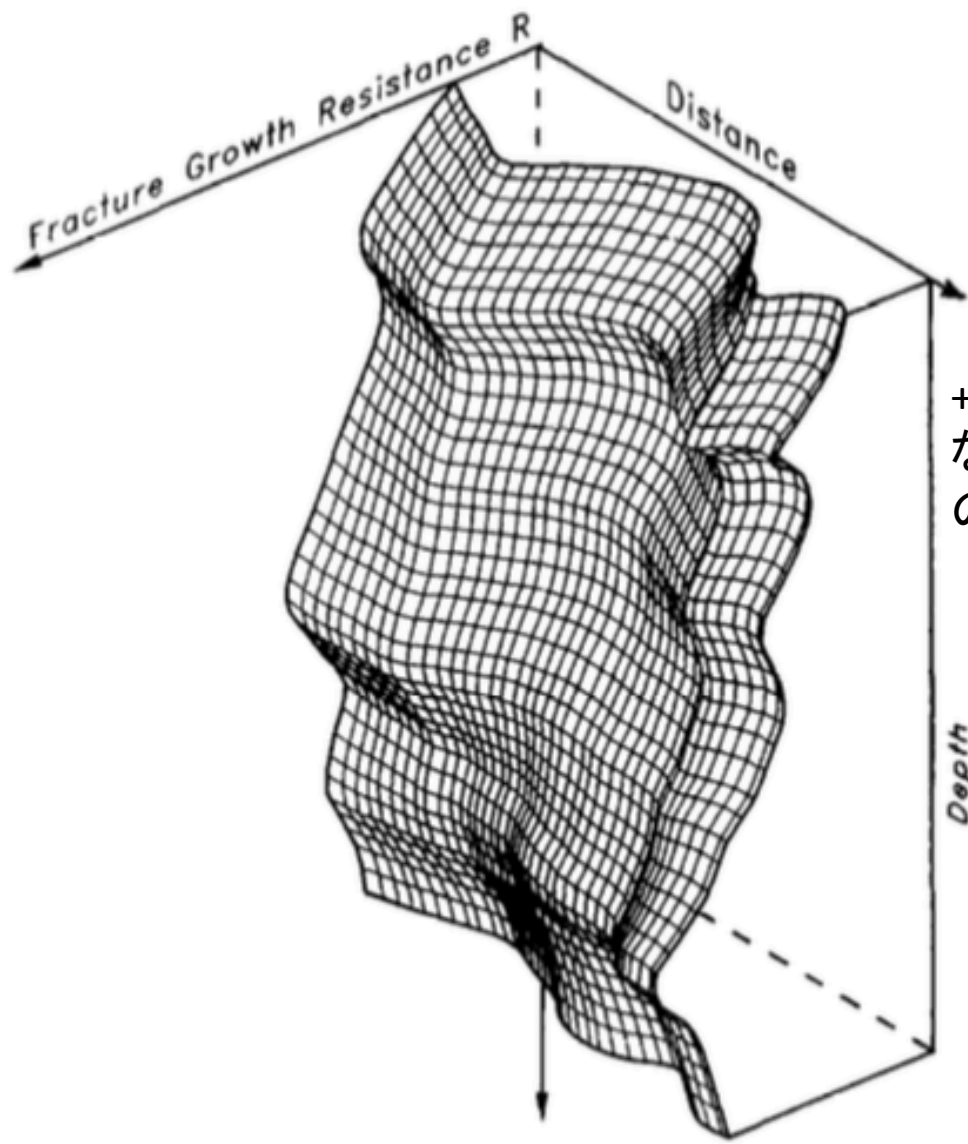
摩擦滑りでも同様の傾向



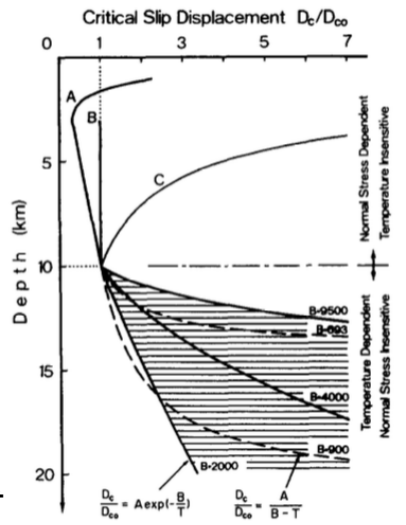
300°C(10km)以下では
脆性だからstress dropは
法線応力に依存, 温度に依存せず

300°C以上では温度の増加に伴い
stress dropが減少

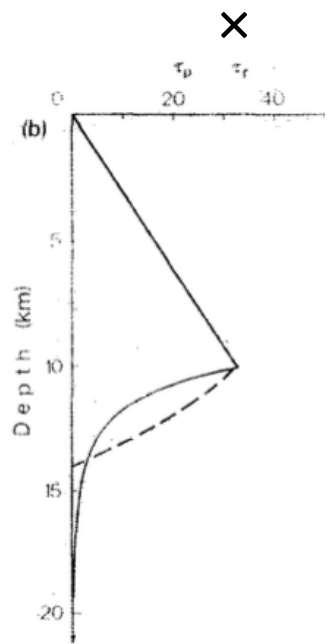
Gcの空間分布の例



+断層面形状
などによるGc
の空間的不均質



D_c



$\Delta\tau_b$

具体的な地震活動の解釈

前震の発生にはGcの空間的不均質が大きく影響(2章)

Jones and Molner (1979)等：

前震は本震直前10日以内に集中して発生

→ 本論文では本震から10日以内を前震のtime windowとする

空間windowはnucleation zoneのサイズに依存するため評価が難しい

→ nucleationの進行を0.01m/sと仮定すると, 17.3km(10日間)

この章では二つのケース

(1). seismogenic layerの下からnucleationが開始する横ずれ断層

(2). seismogenic layer内部でnucleationが開始するプレート内地震

の2つのケースについて考える.

seismogenic layerの下からnucleationが開始する横ずれ断層

Gcの深さ依存性を考慮した理論的研究(Yamashita and Ohnaka, 1992)

- eq. (11)のADcoが十分小さい(Dcの温度依存性が小さい)時 $\frac{D_C}{D_{C0}} = A \exp\left(-\frac{B}{T}\right)$
nucleationはseismogenic layerの底より遥かに下から開始
→ その後上部へと一方向的に進行する
- nucleation zoneがseismogenic layerの底付近のGcが最も大きい領域に侵入すると全体の破壊へと至る
- seismogenic layerの下で始まるnucleationは必ずaseismicに進行するから前震は発生しないことが期待される

このような前震を伴わない巨大地震の例：Loma Prieta地震(1989, M7.1)
(実際に破壊が上方向へ一方向的に進展して行ったことが確認されている)

近くでM5クラスのイベントは起きているが、本震の二ヶ月以上前だからnucleationを反映した前震ではないだろう

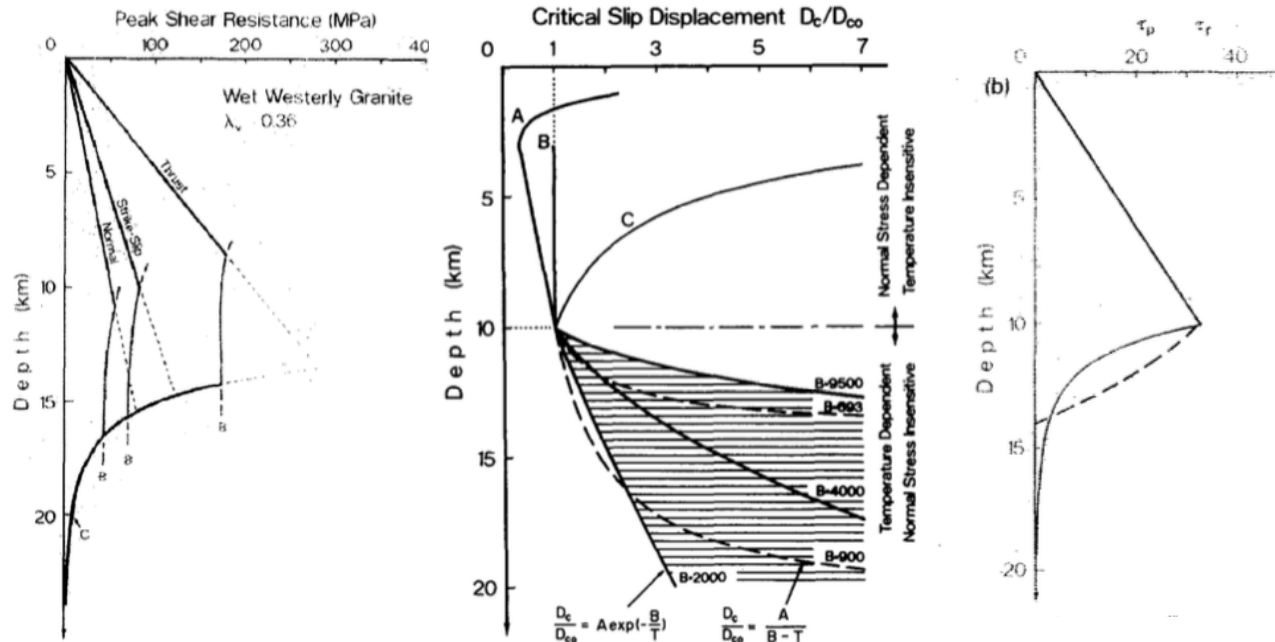
seismogenic layer内部でnucleationが開始するプレート内地震

断層形状はフラクタル的性質を持つ→Gcが不均質

seismogenic layer内部でnucleationが開始するなら, Gcの不均質を乗り越えてnucleationが進行

→ 前震が起きることが期待される

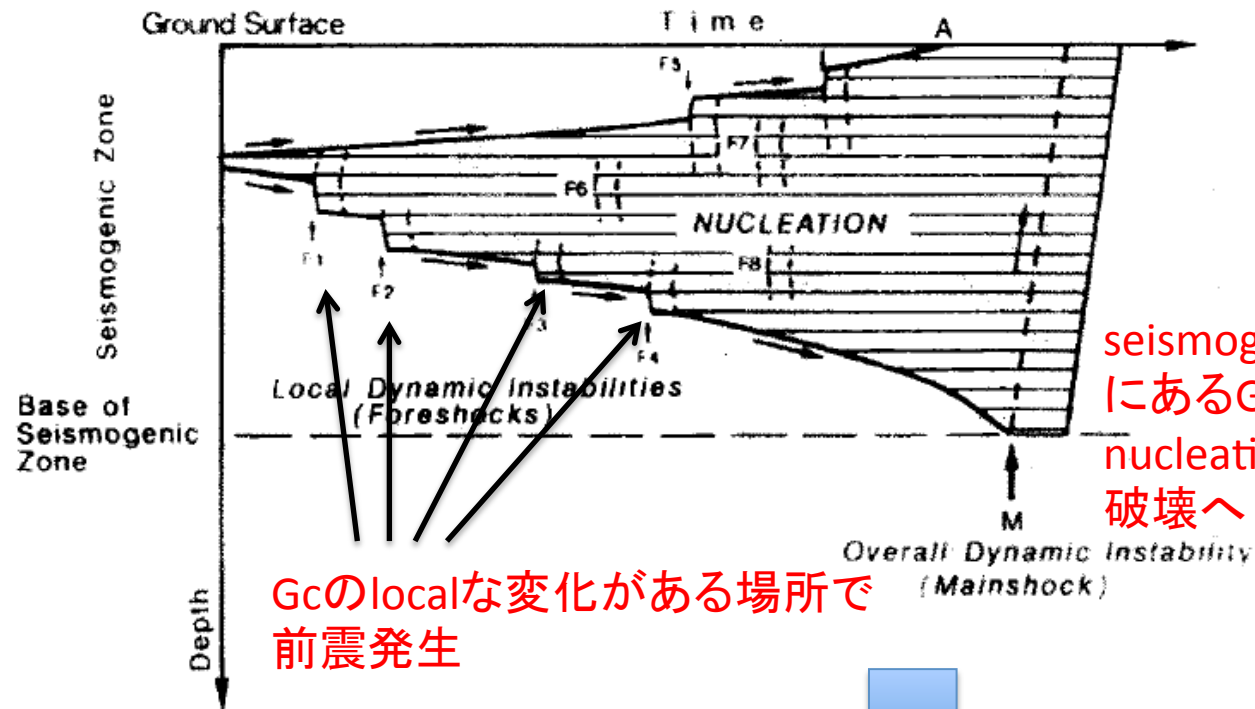
どこでnucleationが始まるか(どこがGc最小か?)は構成則を規定するパラメータ(τ_p , D_c , $\Delta \tau_b$)の深さに対する変化が影響



nucleationは大体
3-4kmくらいの深さで
開始

seismogenic layer内部でnucleationが開始するプレート内地震

ケース1



seismogenic layerの底付近にある G_c 最大の場所に nucleationが侵入して全体の破壊へ

G_c のlocalな変化がある場所で前震発生

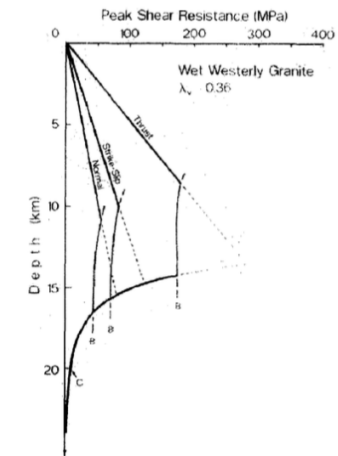
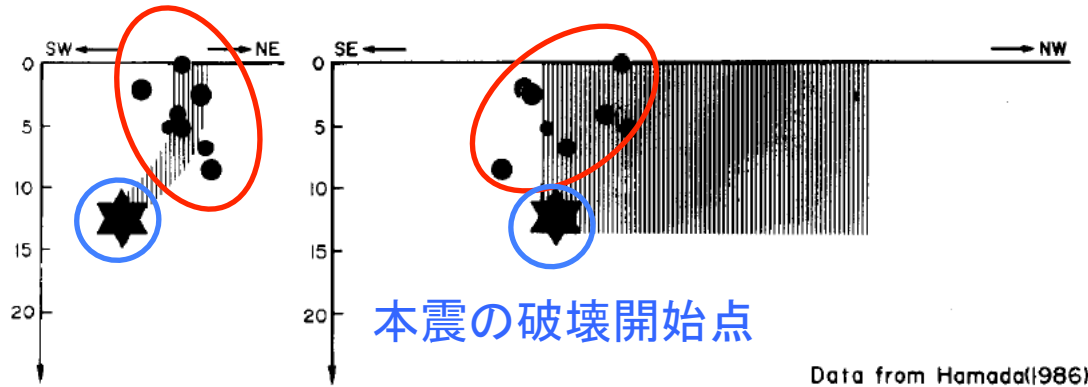
前震が分布するのは本震の破壊開始点より浅い領域に限られる

seismogenic layer内部でnucleationが開始するプレート内地震

ケース1の観測例: 三河地震(1945, M6.8)

- 本震の6日前から前震発生
- 本震の破壊開始点はseismogenic layerの底付近
- 余震も含めて地震活動は14km以浅で発生(流体存在下でのパラメータプロファイルと調和的)

前震は本震の破壊開始点より浅い領域で発生



モデルから期待されたこと(前震が本震の破壊開始点以浅で発生)が見えている

seismogenic layer内部でnucleationが開始するプレート内地震

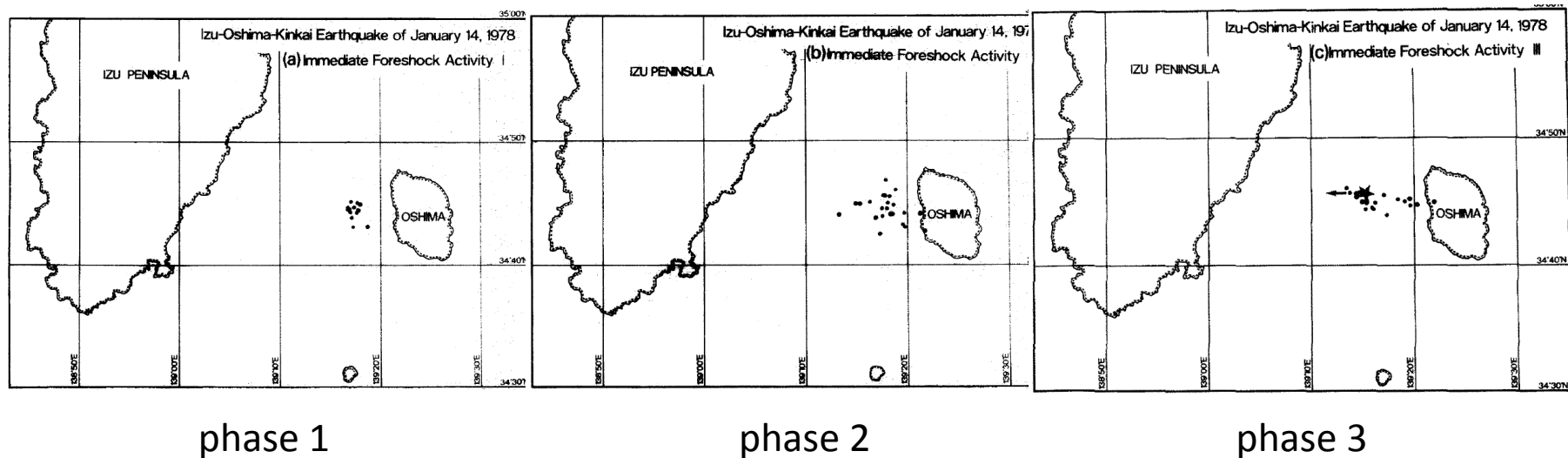
Gcのstrike方向の分布に比べて大きいGcの領域が, 上下に広がっているケース

→ nucleationしても上下には広がれない(Gcの深さ変化は効かない)

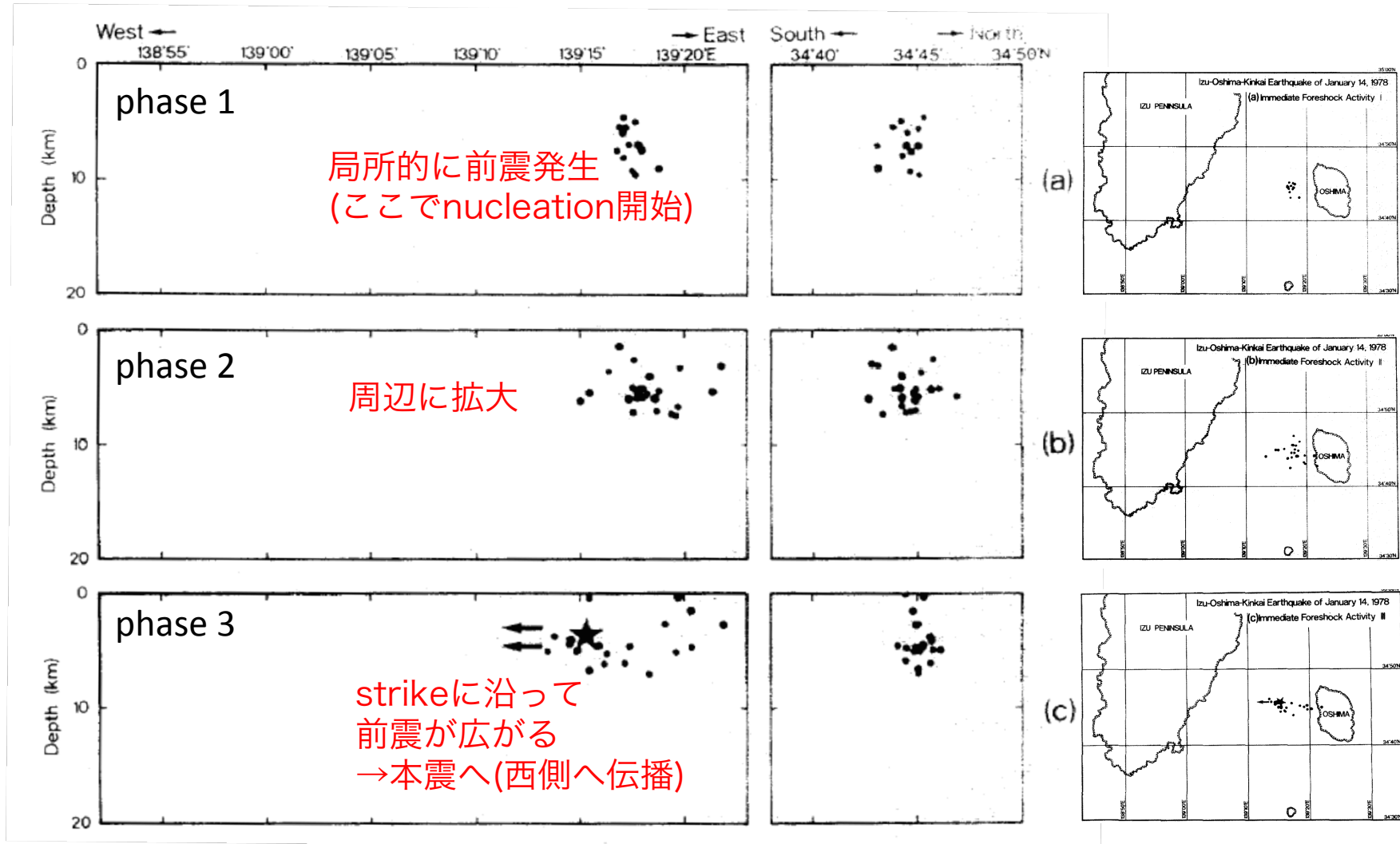
このような場合, Gcのstrike方向のlocalな不均質が効いて来る

観測例：伊豆大島近海地震(1978, M7.0)

3つの前震期間



seismogenic layer内部でnucleationが開始するプレート内地震



本震での西方向への一方向的な破壊の伝播=西側のGc小or東側に歪みなし

まとめ

- G_c の不均質が前震の発生に大きく影響する
- G_c には断層形状, 岩石の種類, 流体の存在, 温度, 圧力等が影響
- G_c を規定する物理量(τ_p , D_c , $\Delta \tau_b$)は深さ(温度&圧力)に応じて変化
- この論文で論じたnucleationの物理モデルで前震の発生パターンをある程度説明可能
 - 前震無し(例: Loma Prieta地震)
 - 前震が本震の破壊開始点以浅に分布(例: 三河地震)
 - 前震がstrike方向へ拡散(例: 伊豆大島近海地震)