

Thermal properties across the Chelungpu fault zone and evaluations of positive thermal anomaly on the slip zones: Are these residuals of heat from faulting?

H. Tanaka, W. M. Chen, K. Kawabata, and N. Urata

GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS 2007

田中研 修士2年 廣川智隆

要旨

1999年台湾Chi-Chi地震で活動したとされる断層面に温度異常がみられた. これは地震時の摩擦発熱の残りなのか？

地震発生時に放出される熱エネルギー量を知ること
は、地震断層のエネルギー収支を考えると、非常に重要である.

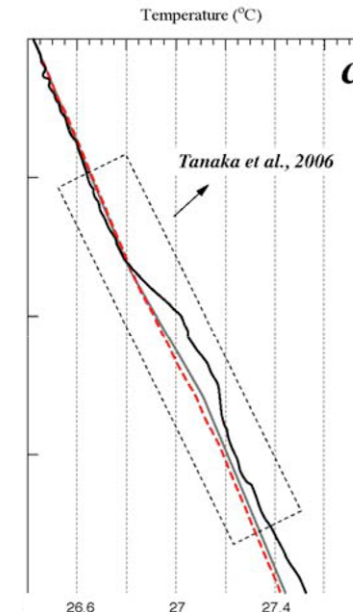
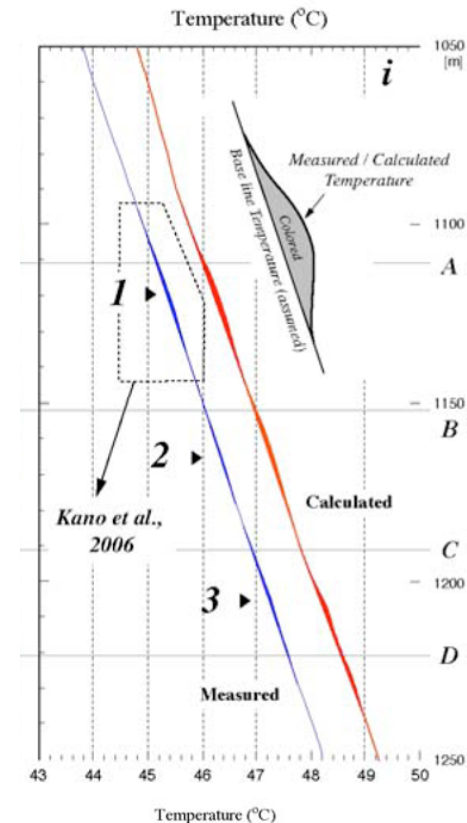
Chelungpu断層深度1100mの断層帯を貫通掘削、4つの粉碎帯がみられた.

熱伝導率は密度、間隙率、粒径、続成作用、鉱物組成に因る、この値を求め温度異常を算出.



深いボアホールは温度異常が熱伝導率からの計算で説明できる(右上図).

浅いボアホールでは温度異常が熱伝導率で説明できない(右下図). → 摩擦発熱の可能性



導入

[3]

これまでの研究では、熱流摩擦発熱を見積もるために理論・実験のみ行なわれてきた。

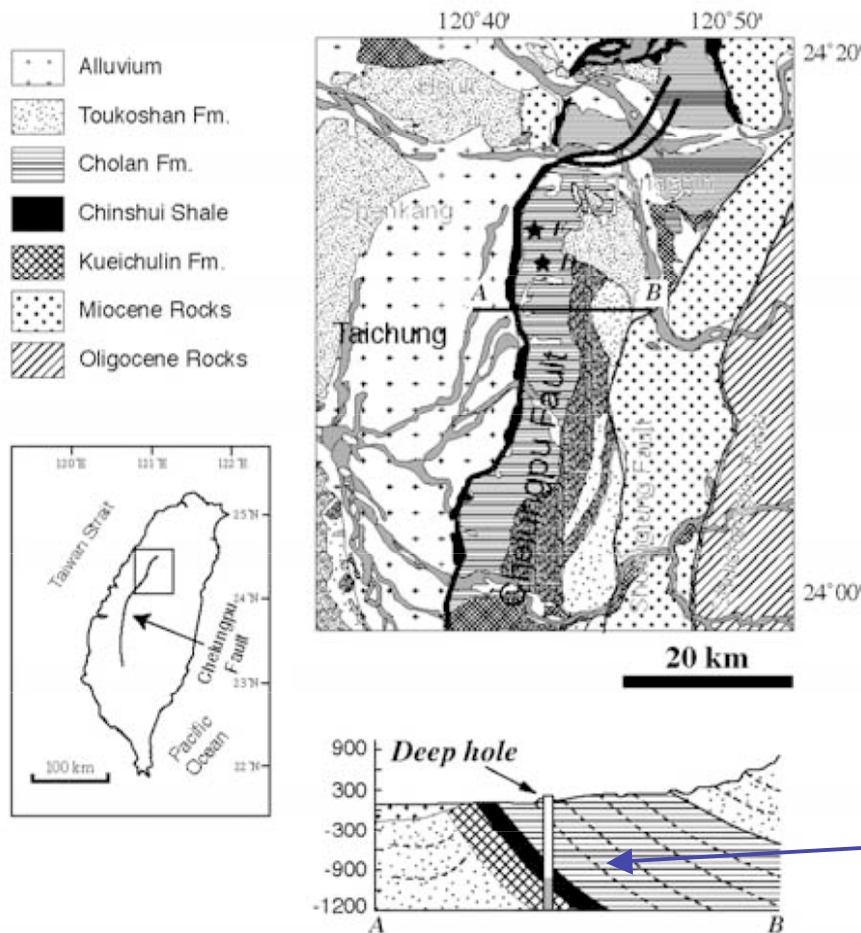
台湾Chelungpu断層 N30°E 66°

1999 Chi-Chi地震 (Mw 7.6)

2000 shallow drilling [Tanaka et al., 2002]

2004~ deep drilling

1100~1300mに滑り面 [Wang et al., 2007]



shallow drilling, deep drillingそれぞれについて断層の温度特性が求められている[Tanaka et al., 2006; Kano et al., 2006].

この2つのデータについて、地震時の摩擦発熱の残余を説明する。

測定方法

[5][6]

断層岩区分：薄片, 研磨片観察

温度特性

熱伝導率 K , 熱拡散率 α : Transient Plane Source (TPS)

ヒーターを内蔵した小型の抵抗温度計,
サンプルに挟み込む.

密度 ρ : He-gas type pycnometer

0.0001gの精度をもつピクノメーター.
サンプルは一度水に浸した後, 真空
引きしてから測定する.

間隙率 ϕ : $\phi = (M_w - M_d) / (\rho_w V_w)$

比熱 c : $c = K / \rho\alpha$

K : 熱伝導率 [$\mu\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$]

α : 熱拡散率 [m^2s^{-1}]

ρ : 密度 [kgm^{-3}]

ϕ : 単位体積あたりの発熱量 [μWm^{-3}]

M : 重さ [kg] V : 体積 [m^3]

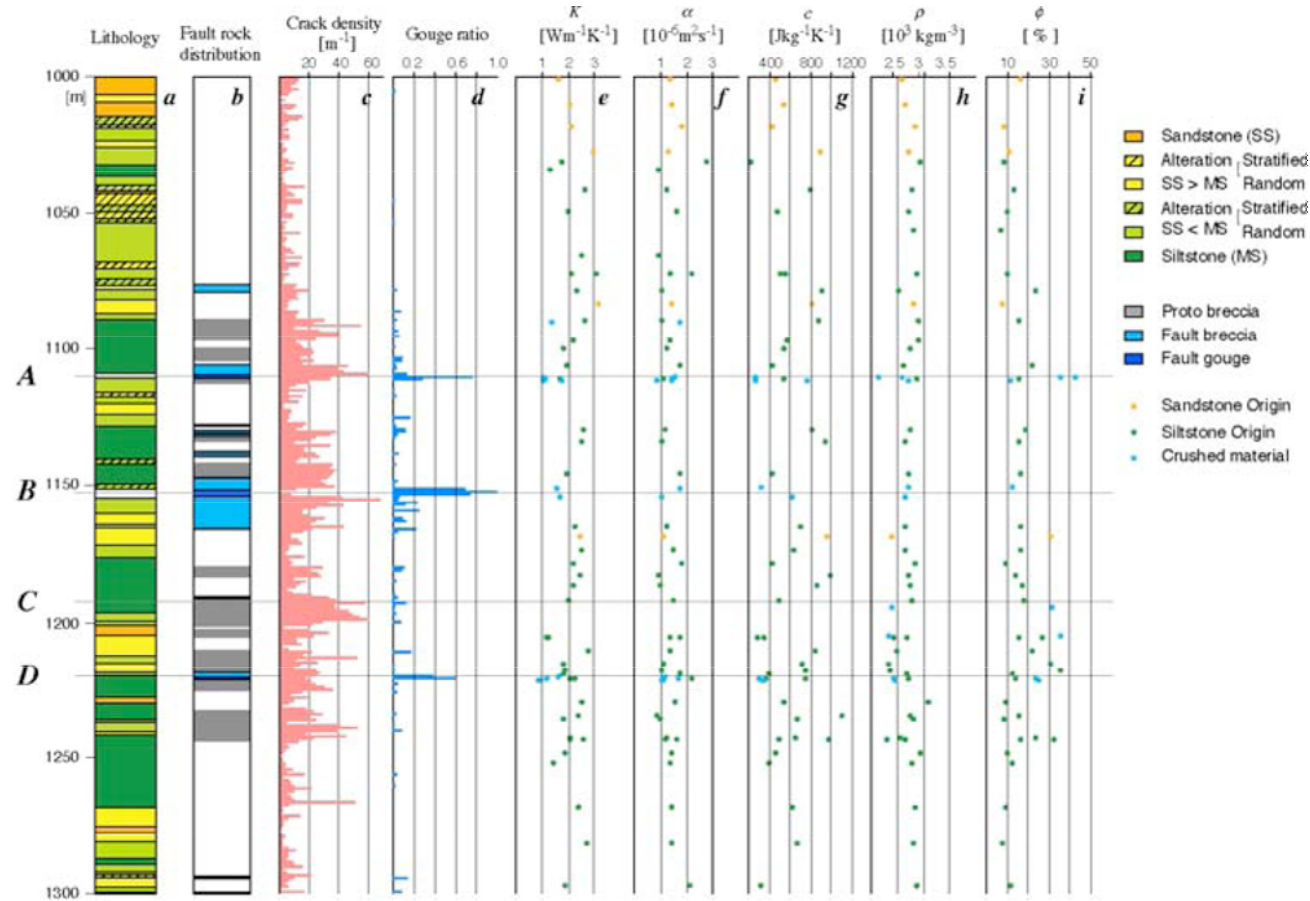
w, d はそれぞれ wet, dry の状態

c : 比熱 [$\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$]

結果

[4][7]

1110m,
1150m,
1190m,
1230mに
破碎帯



熱伝導率 $K = 1.0 \sim 3.0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}$

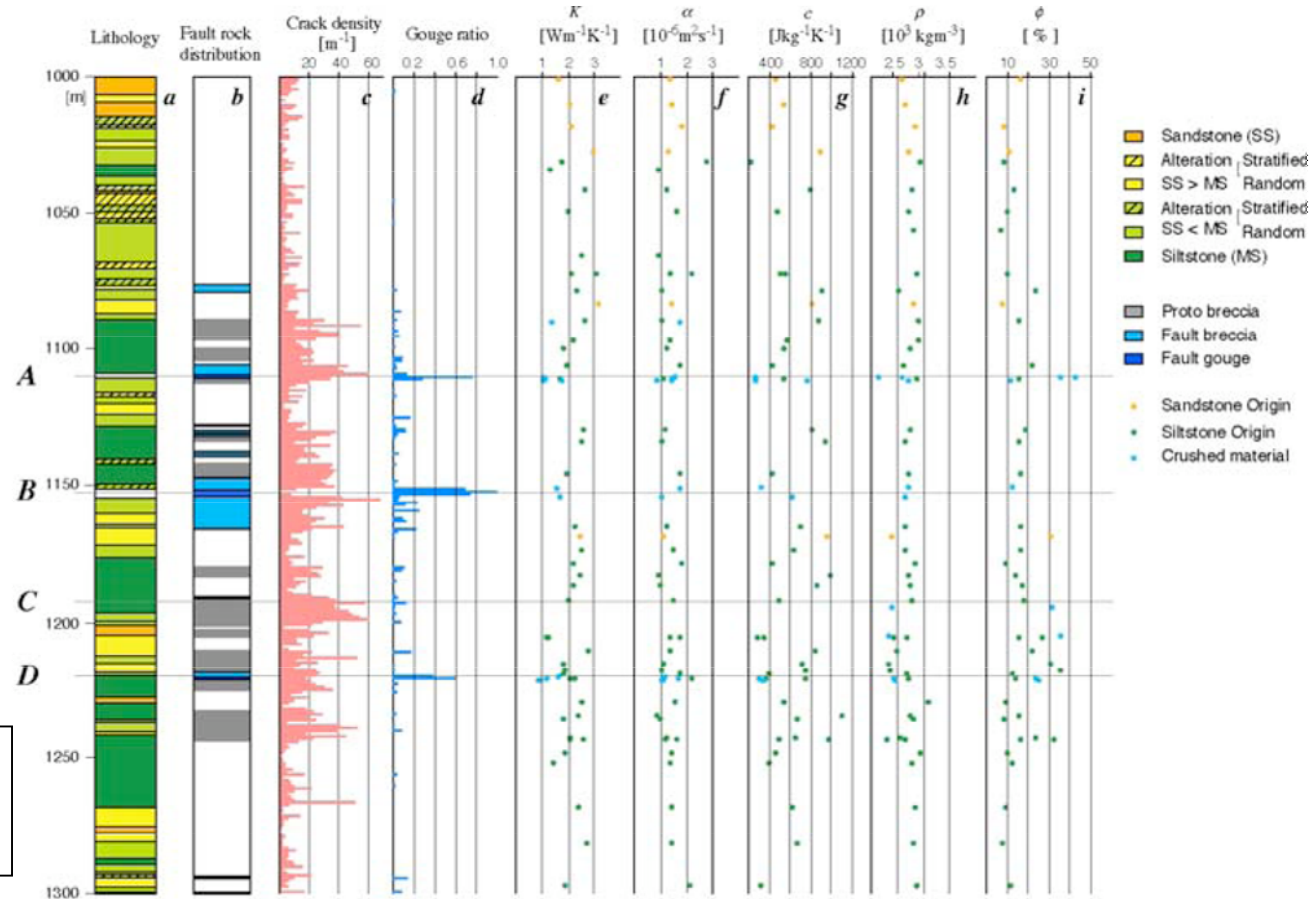
熱拡散率 $\alpha = 0.8 \sim 2.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (滑り面 $1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$)

密度 $\rho = 2200 \sim 2800 \text{ kgm}^{-3}$

比熱 $c = 300 \sim 1000 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$

結果

[8]



測定量同士
の比較

Cは他の滑り面のような温度特性を持たない

熱伝導率の遷移は断層岩区分に対応

熱伝導率は密度, 間隙率, 粒径, セメンテーション, 鉱物組成と関係があると言われている[Brigaud and Vasseur, 1989; Kitajima et al., 2001; Maqsood et al., 2004; Hartmann et al., 2005].

温度の異常について

[9]

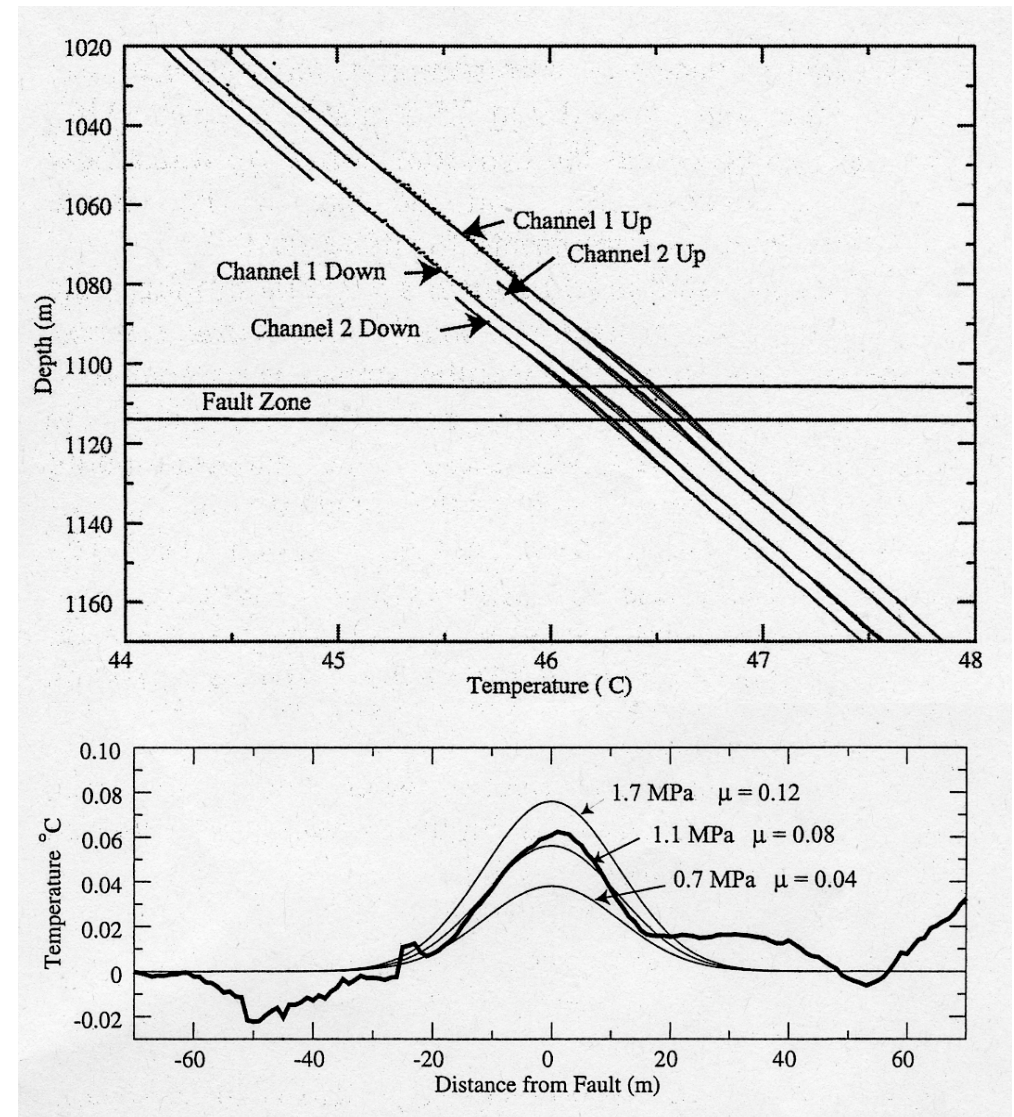
[Kano et al., 2006]

では深度1111mにて0.06°Cの温度異常がみられ, この値を摩擦発熱の見積もりに用いた(右上図).

熱拡散率, 密度, 比熱より熱伝導率を求めた. (なお, 温度異常はすべて摩擦発熱の残余とみなしている)

$$\alpha = \frac{\kappa}{c \cdot \rho}$$

計算より地震時の滑り面の状態を求めている(右下図).



今回は放射性元素(K, Th, U)による発熱を考える.

一次元定常熱伝導の定式化→離散化

[10][12]

体積あたりの発熱が伴う熱輸送は下の式で表される [Turcott and Schubert, 1982]

$$A = -K \frac{d^2 T}{dz^2}$$

$$T(z) = T_s + \frac{q_s}{K} z - \frac{A}{2K} z^2 \quad (1)$$

$$q(z) = q_s - Az \quad (2)$$

$$\left. \begin{array}{l} K \frac{dT}{dz} = q_s \\ T = T_s \end{array} \right\} \quad \leftarrow$$

K: 熱伝導率 [$\mu\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$]

A: 単位体積あたりの発熱量 [μWm^{-3}]

q: 熱流量 [μWm^{-2}]

T: 温度 [K] z: 深度 [m]

放射性元素による発熱なので

$$A = 10^{-5} \rho (3.48 C_k + 9.52 C_u + 2.56 C_{Th}) \quad (3)$$

幅 Δz で積層する薄い層を用いて、深度毎の発熱量と熱伝導率の違いを考慮する.

(1) は下の式になる

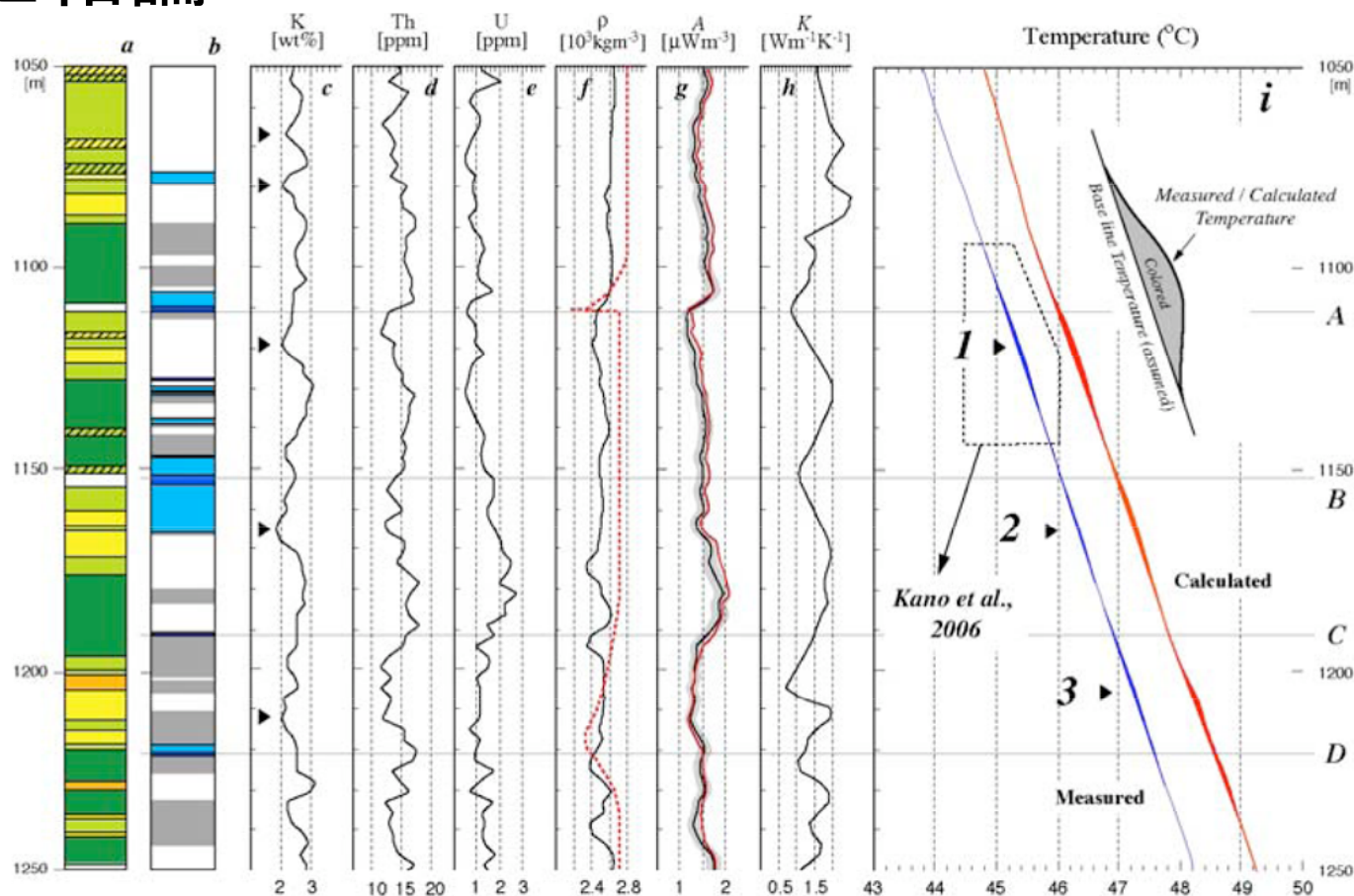
$$T_i = T_{i-1} + (q(z)/\overline{K}_i) \Delta z - (\overline{A}_i/2\overline{K}_i) \Delta z^2 \quad (4)$$

$$\overline{K}_i = \frac{\sum_{j=i-n}^{i+n} K_j}{2n+1}, \quad \overline{A}_i = \frac{\sum_{j=i-n}^{i+n} A_j}{2n+1} \quad (5)$$

$$\Delta z = z_i - z_{i-1} \quad (6)$$

結果と結論

[11][12]



熱伝導率から算出された温度異常は実測値とよく対応した(fig.3i).
([Kano et al., 2006]では深度1111m破砕帯の比熱を大きく見積もっていたため、
熱伝導率が低い)

この結果から, [Kano et al., 2006]で示されている温度異常は熱伝導率
の揺らぎで説明できる.

浅いボアホールの場合

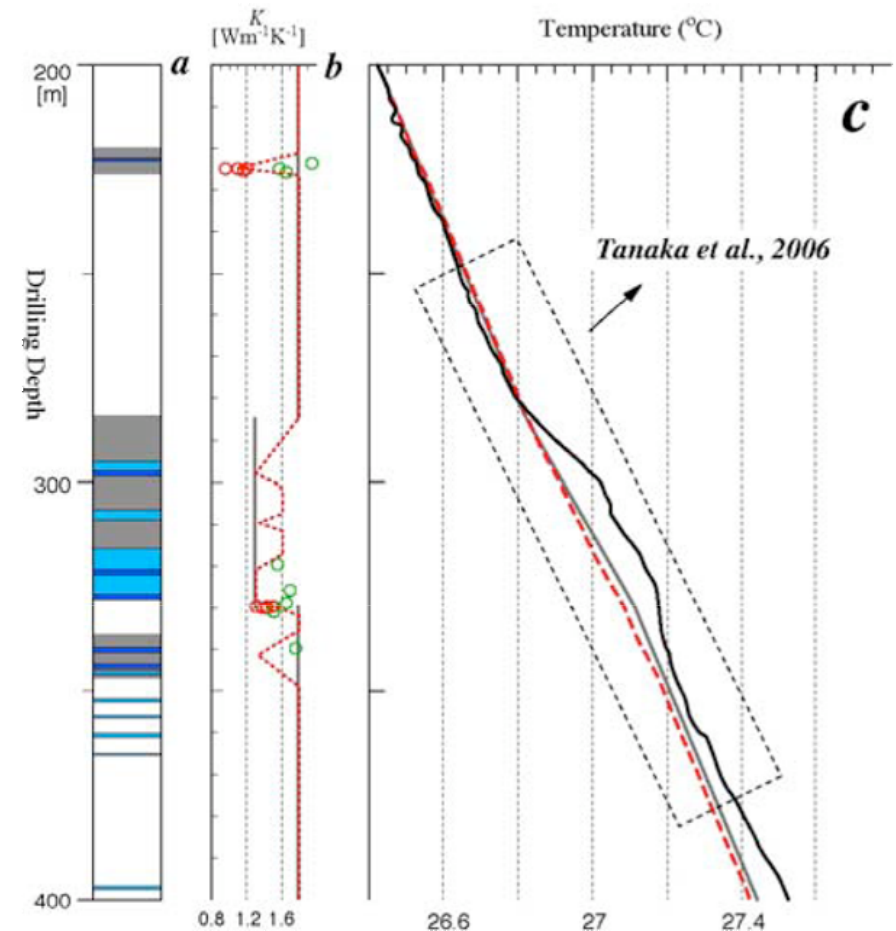
[13]

2000年に行なわれたshallow drillingについて熱伝導率から得られた温度異常と実測値を比較.

計算には2種類の熱伝導率のパターンを用いた(fig.4b 黒線と赤線).

得られた結果は, 実測値と比べて分布・形状ともに大きく異なる.

浅いボアホールで示されている温度異常は地震時の摩擦発熱成分の可能性がある.



まとめ

深いボアホールは原岩-断層岩間の熱伝導率の差が大きい[2.0 W/mK]ので、地温勾配に大きな揺らぎ($\sim 0.1^{\circ}\text{C}$)が得られた。これに対して、浅いボアホールは熱伝導率の差が低く[0.5 W/mK], 地温の揺らぎも小さくなった($\sim 0.03^{\circ}\text{C}$)。

しかし実測値の異常は深い孔 0.06°C , 浅い孔で 0.1°C 。



深いボアホールは温度異常が熱伝導率からの計算で説明できる(右上図)。一方、浅いボアホールでは温度異常が熱伝導率で説明できないので摩擦発熱の可能性はある(右下図)。



深い掘削は地震発生から6年後、
浅い掘削は地震発生から1年後
だった。

滑り面の摩擦発熱残余を測定する為には、地震後早い期間のうちに掘削しなければならない。

