

熱学観測実習

磯部、菊地、三反畑

指導教員：山野先生、飯高先生



目的

- **大島**での観測（地表付近 ～25cm）

浅部の温度の時間変化と熱拡散方程式を用いた計算により温度伝播を再現し、地表付近の熱拡散率を求める

- **本郷**での観測（深部 ～380 m）

深部の温度構造を調べ、地殻熱流量を求める

Part1

観測@伊豆大島



観測@大島

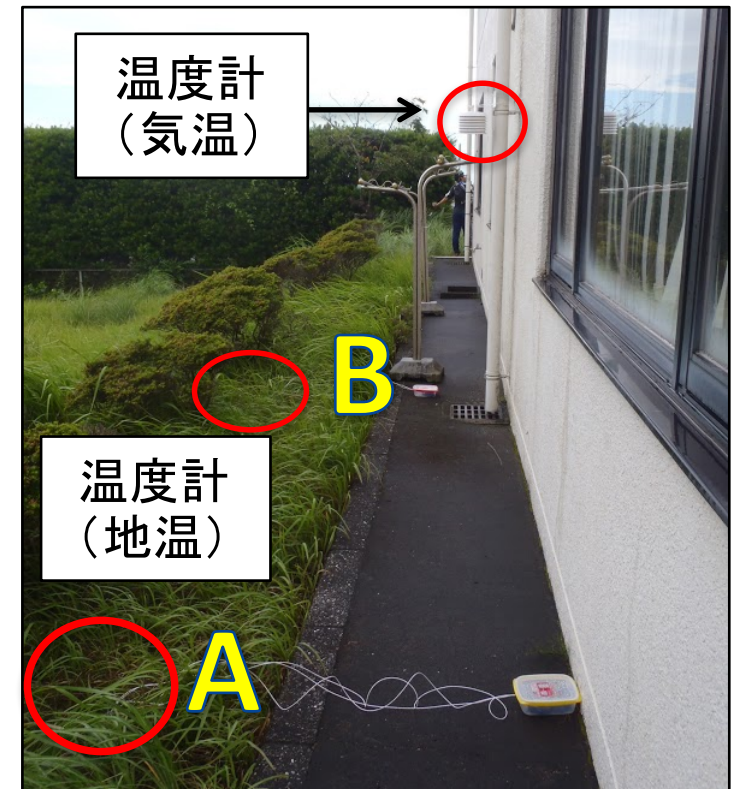
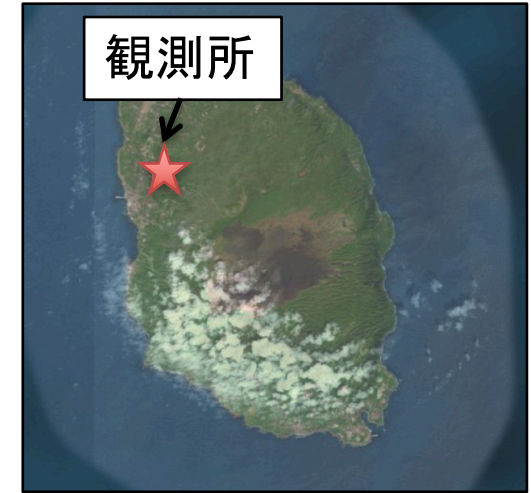
- 測定期間

7/19 AM9:00 ~ 7/20 AM9:00

- 測定地点

伊豆大島火山観測所

- 地温: 土層(二箇所)
- 気温: 地上2 m付近



観測手法@大島

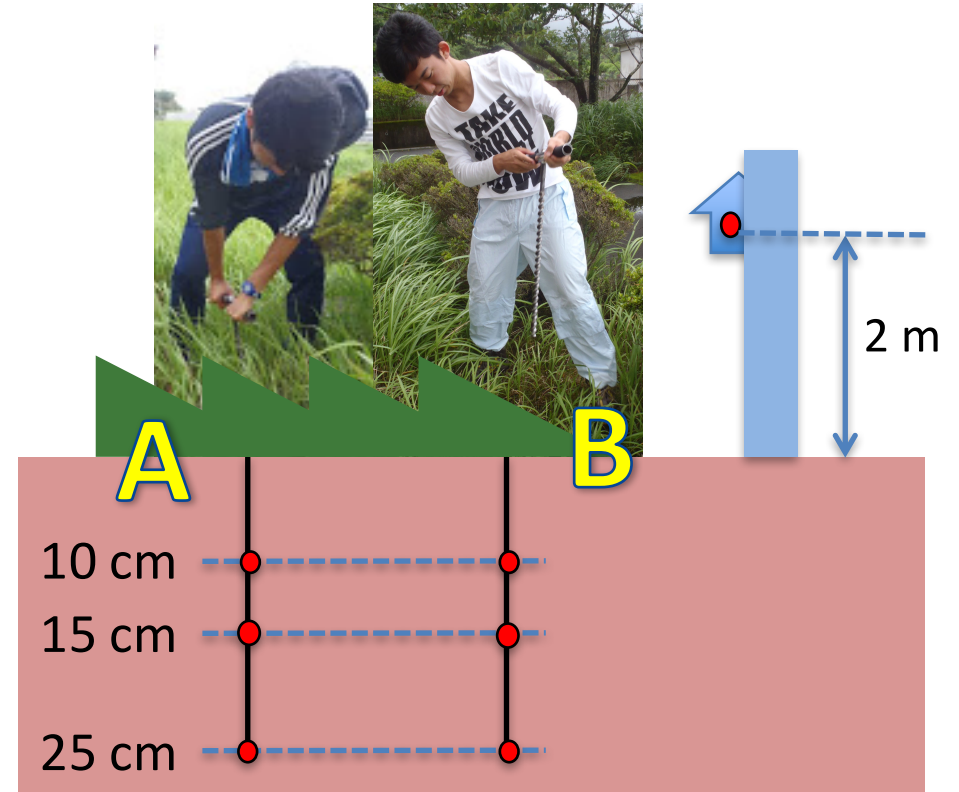
- 地熱測定

深さ: 10 cm, 15 cm, 25 cm

- 測定器具

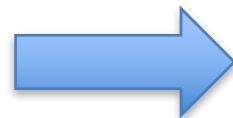
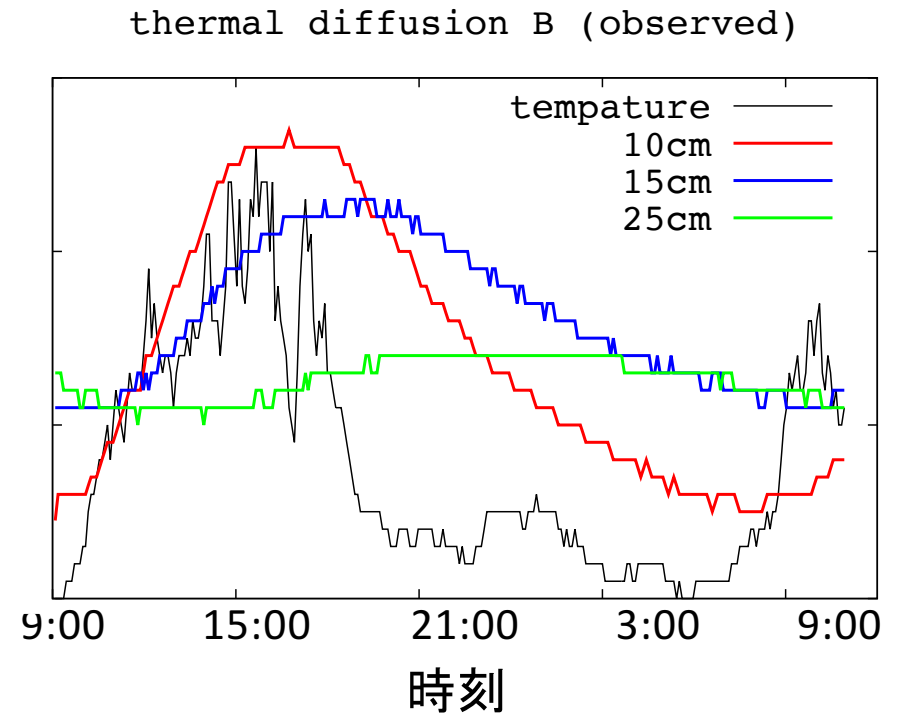
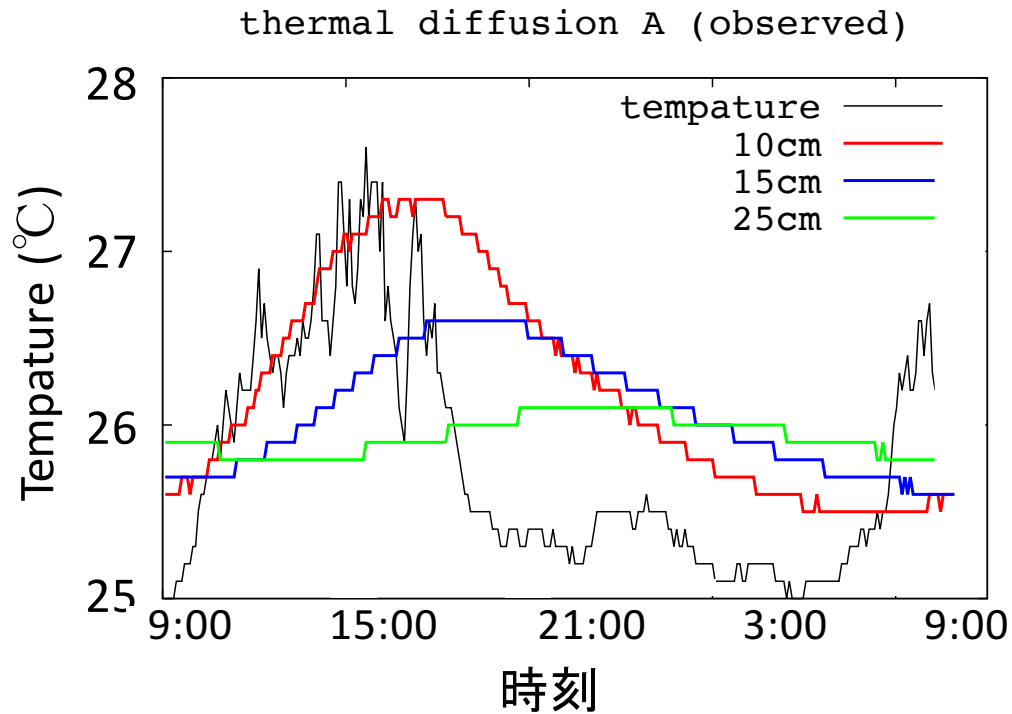
おんどとりJr.

- センサ: サーミスタ
- 温度分解能: 0.1°C
- 時間分解能: 5 min



観測結果

- 気温の変動は地温と比べて激しく、短周期の変動は地下に伝播しない
- 深くなると「振幅→小さくなる」「位相→遅れる」



2通りの方法で解析

熱拡散方程式

- 均質一次元熱拡散方程式

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

κ : 熱拡散率
 T : 温度

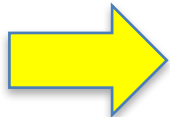
- 周期的温度変動の浸透

$$T(z_0, t) = A \cos\left(\frac{2\pi t}{P}\right)$$

A : 振幅
 P : 周期

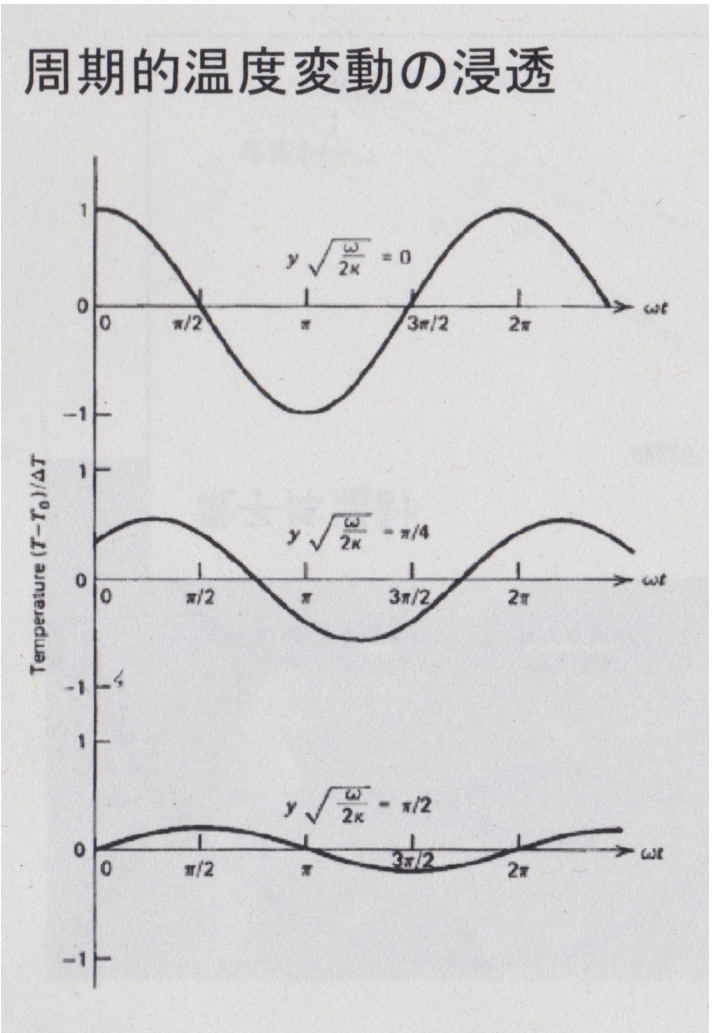
$$T(z, t) = A \exp\left[-\sqrt{\frac{\pi}{\kappa P}}(z - z_0)\right] \cos\left[\frac{2\pi t}{P} - \sqrt{\frac{\pi}{\kappa P}}(z - z_0)\right]$$

振幅の減衰
位相の遅れ



深くなるにつれて
 ①振幅は小さくなり
 ②位相は遅れる

周期的温度変動の浸透



(山野先生配布プリントより)

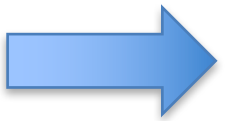
熱拡散率 κ の推定

深さ10 cmの観測波形



熱拡散方程式 (κ 未知数)

深さ15cm, 25cmの理論波形

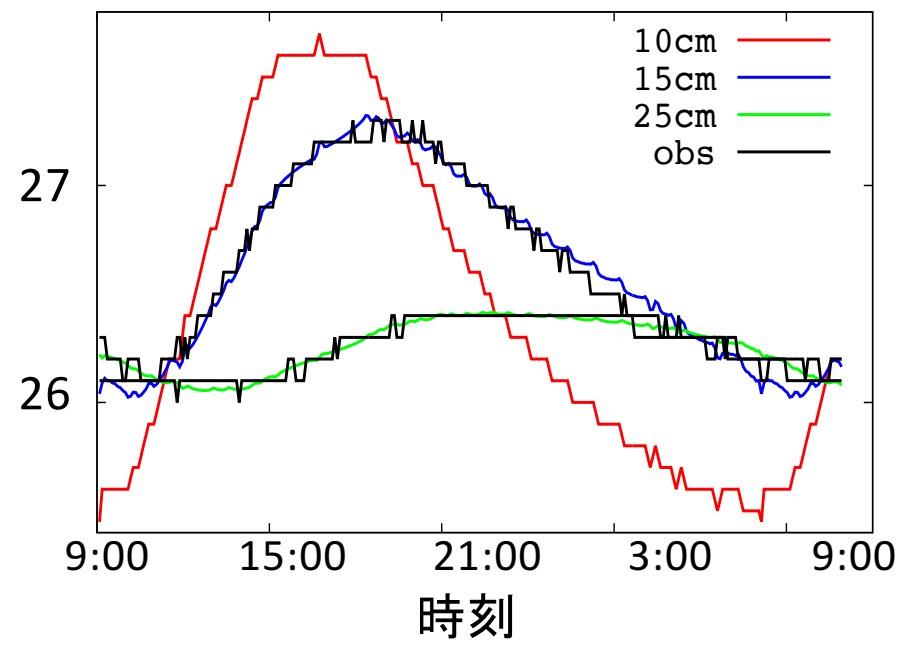
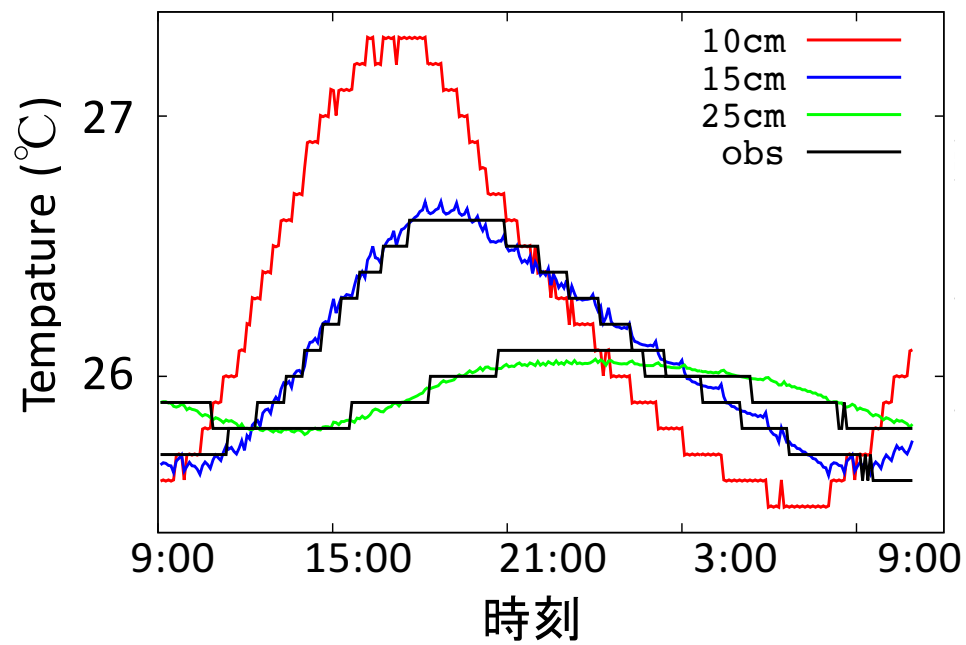


観測波形と比較
グリッドサーチを用いて残差二乗和
が最小となる κ を求める

$$T(z,t) = A \exp\left[-\sqrt{\frac{\pi}{\kappa P}}(z - z_0)\right] \cos\left[\frac{2\pi t}{P} - \sqrt{\frac{\pi}{\kappa P}}(z - z_0)\right]$$

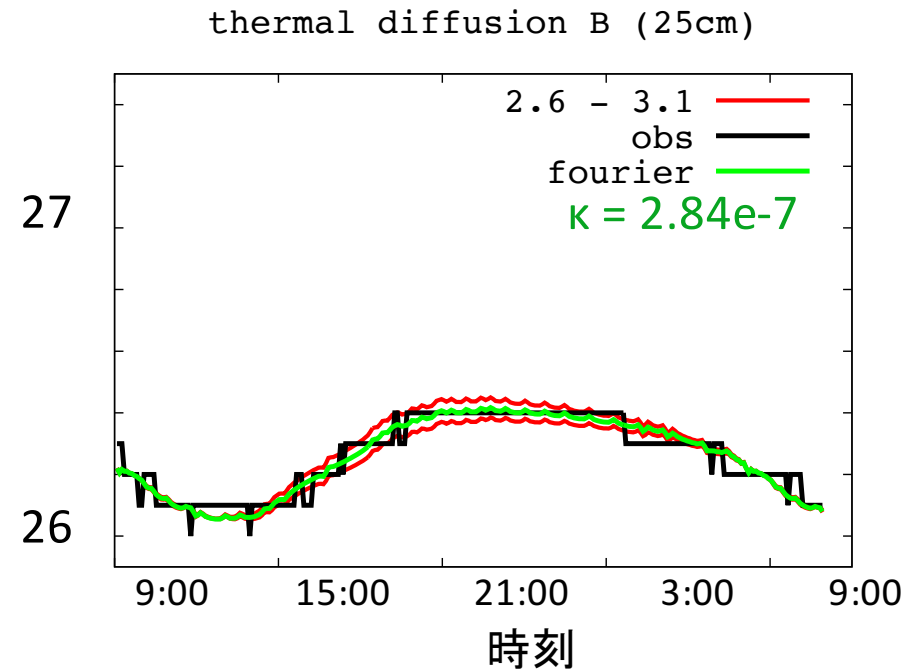
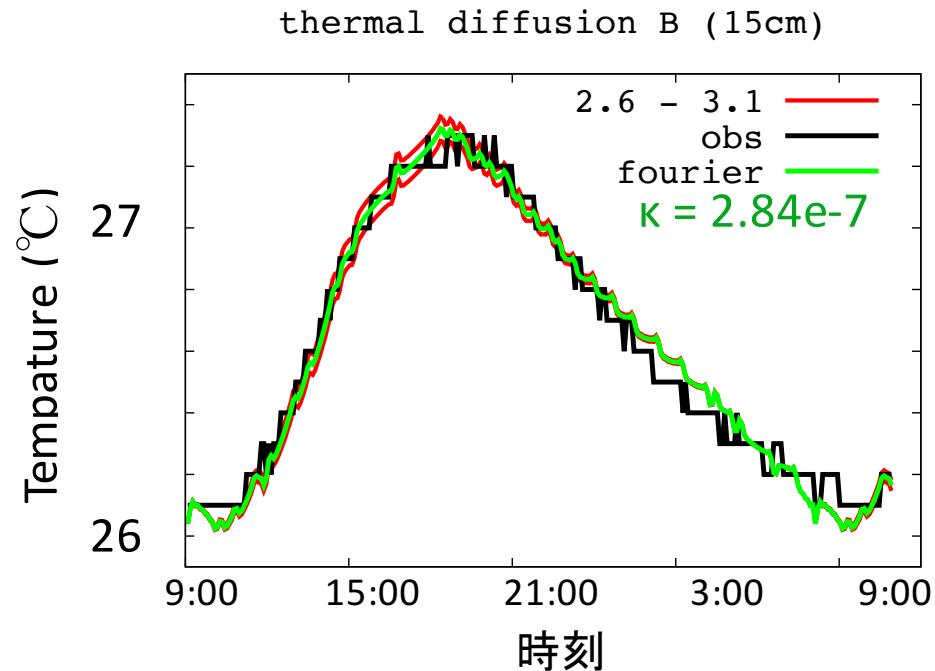
thermal diffusion A ($\kappa : 2.65 \times 10^{-7} m^2/s$)

thermal diffusion B ($\kappa : 2.84 \times 10^{-7} m^2/s$)



熱拡散率 κ の評価

- 熱拡散率を変化させたときの、温度変化の違い (B地点)



熱拡散率を $\pm 0.25e-7$ 変えたところで波形は大して変化しない

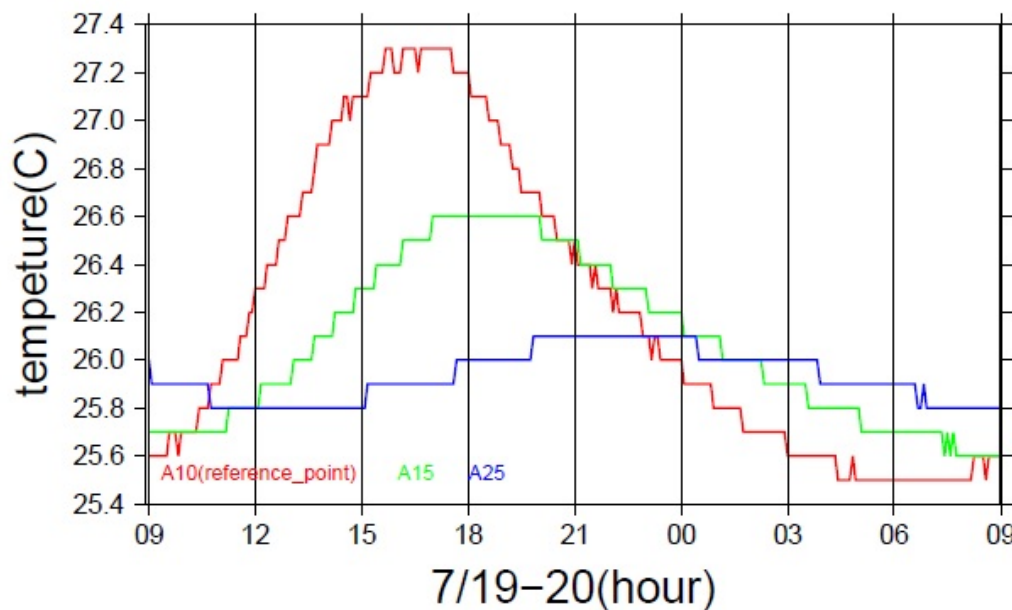
→ A地点 ($2.65e-7$)、B地点 ($2.84e-7$) で求めた熱拡散率の差 $0.2e-7$ は今回の観測精度では大きな差ではない

$\kappa : 2.5 \sim 3.0 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ と推定できる

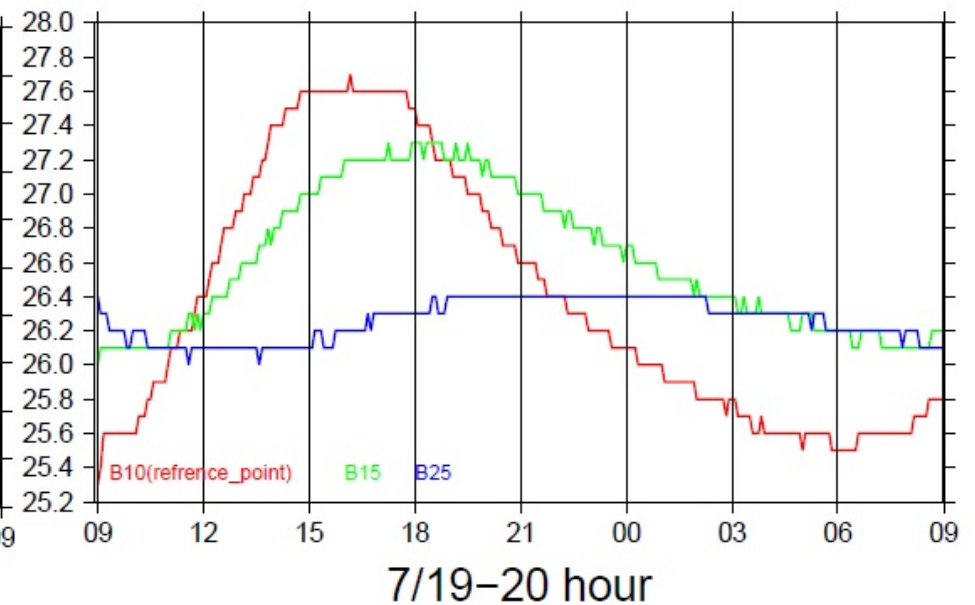
解析② ステップ関数による解析

1. 深さ10cmの温度を基準の温度と考える。
2. 基準面(深さ10cm)のステップ状の温度変化から、深さ15cm, 25cmの温度変化を推定する
3. 観測値と最も合う熱拡散率を求める。

A地点の観測結果

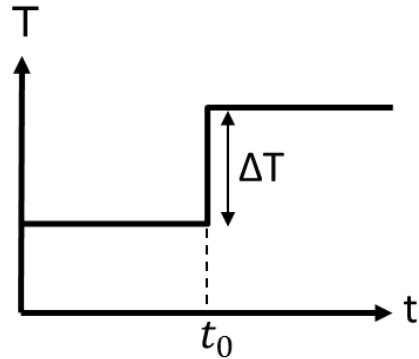


B地点の観測結果



ステップ関数

- 基準面 (z_0) の温度変化から、深さ z における温度を求める。



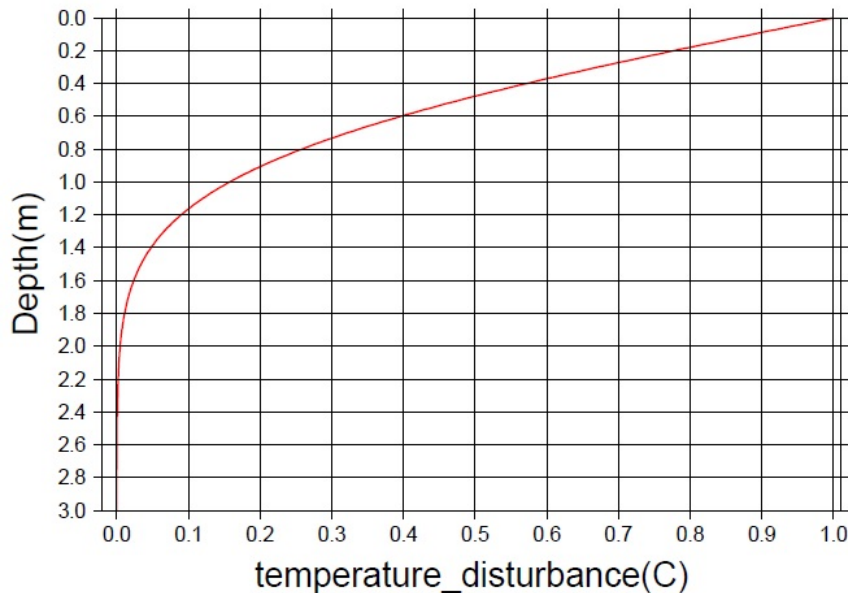
$$T(z_0, t_0) = \Delta T$$

$$T(z, t) = \Delta T \left[1 - \operatorname{erf} \left(\frac{z - z_0}{2\sqrt{\kappa(t - t_0)}} \right) \right]$$

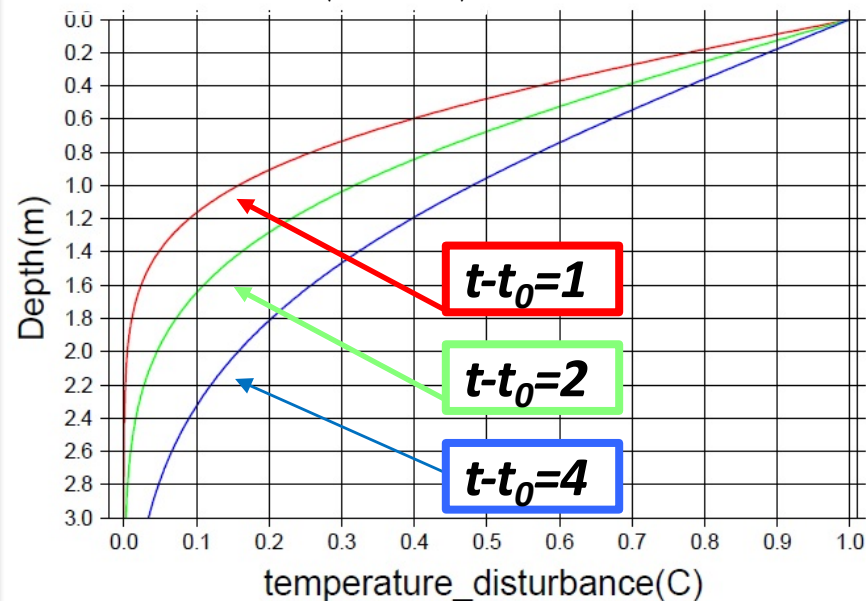
κ : 熱拡散率
(m^2/s)

誤差関数) $\operatorname{erf}(z) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^z \exp(-t^2) dt$

例) $\Delta T = 1$ $T(z, t) = 1 - \operatorname{erf}(z - z_0)$ (深さの関数)

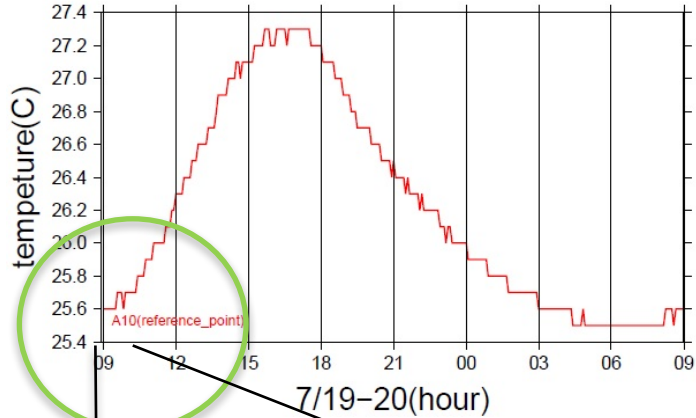


例) $T(z, t) = 1 - \operatorname{erf} \left(\frac{z - z_0}{\sqrt{t - t_0}} \right)$ (深さと時間の関数)



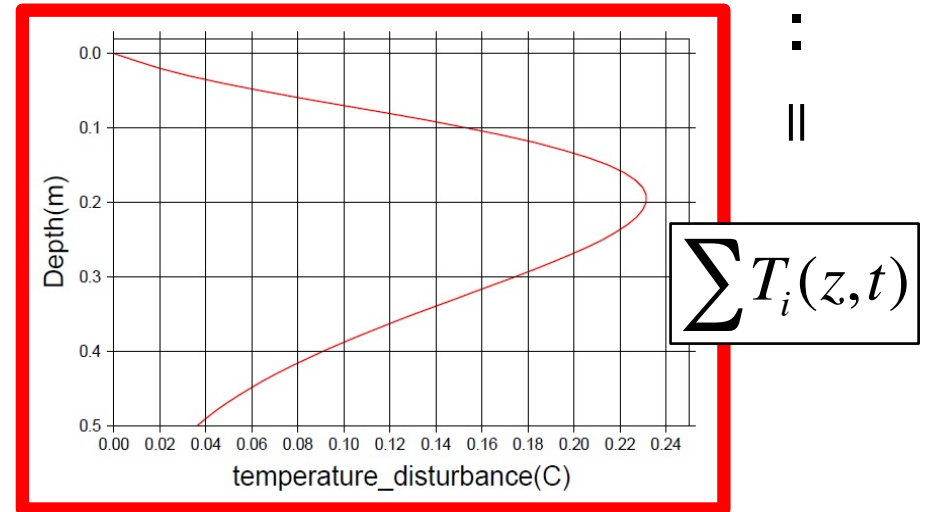
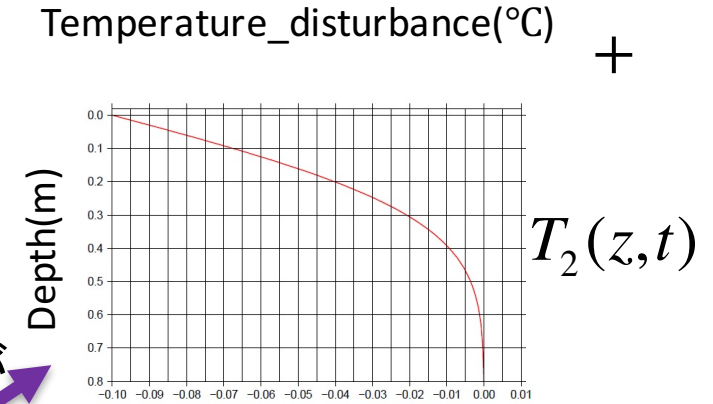
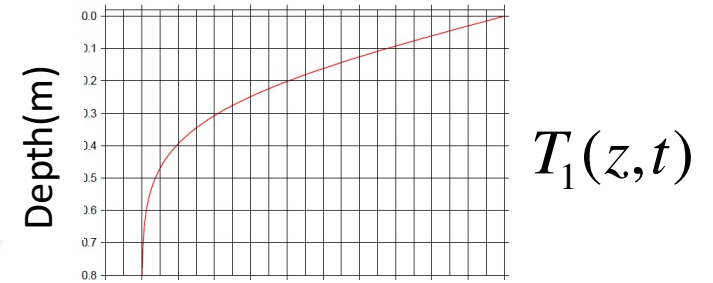
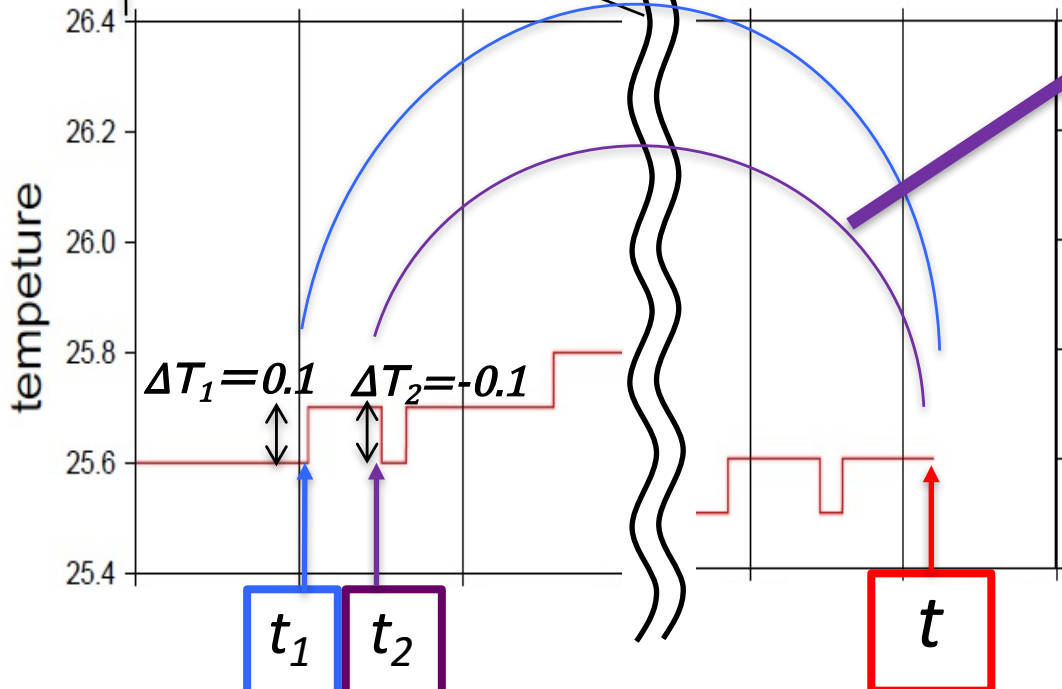
ステップ関数による解析(1)

大島の深さ10cmにおける観測値(A地点)



時刻 t_1 の温度変化が
時刻 t に与える影響

時刻 t_2 の温度変化が
時刻 t に与える影響

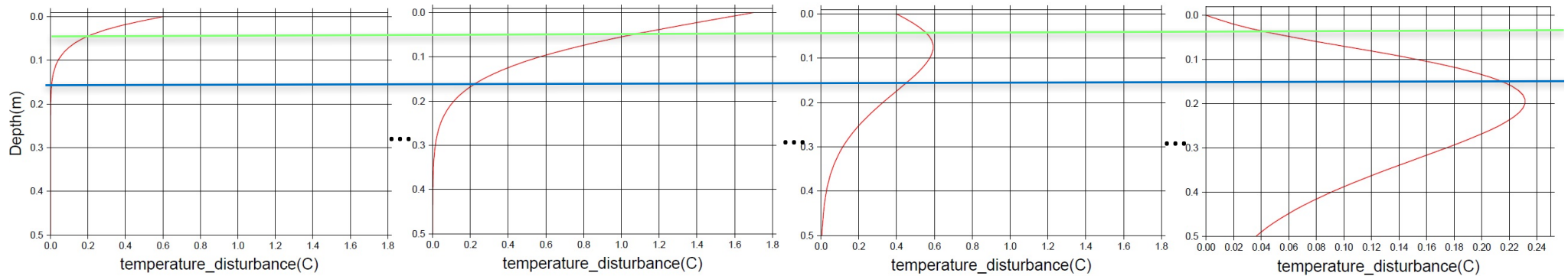


時刻 t での温度構造

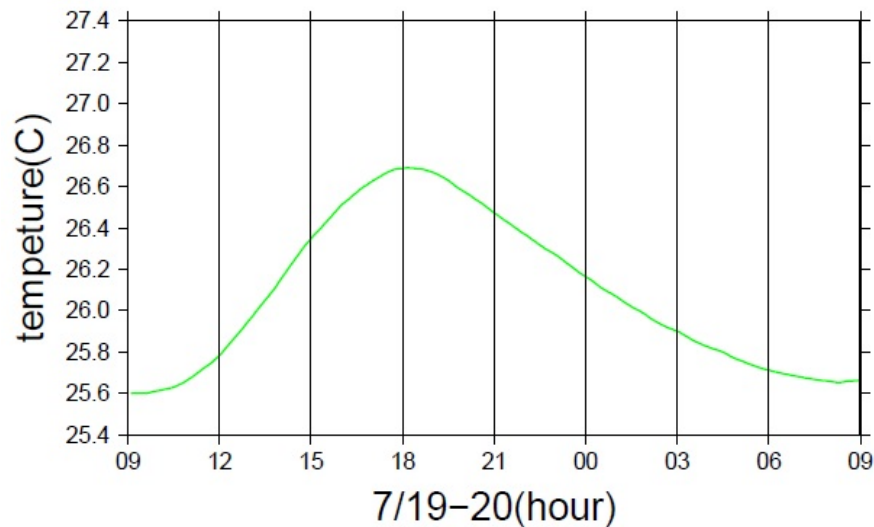
ステップ関数による解析(2)

- 深さ15cm, 25 cmでの, $t = 0 \sim 24$ [hour]の時間変化を調べる.

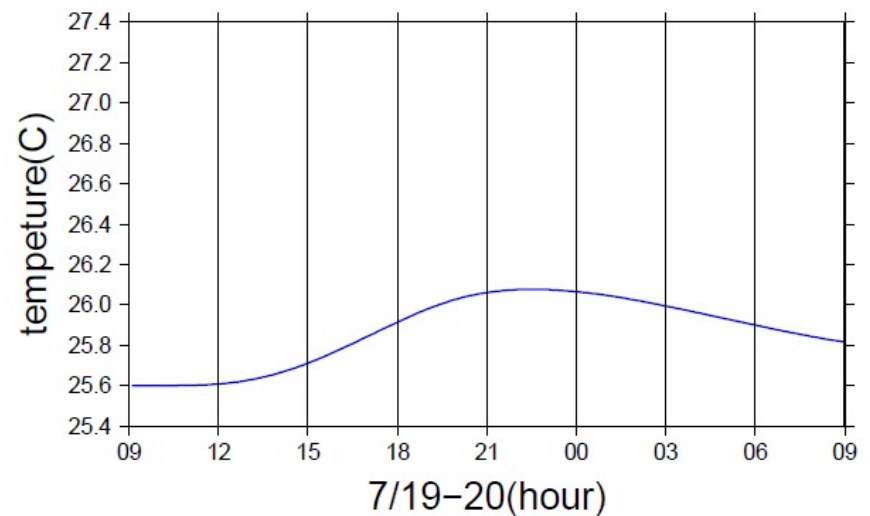
$t=10200$ (s)[11時50分] $t=30000$ (s)[17時20分] $t=50100$ (s)[22時55分] $t=86400$ (s)[9時00分]



A地点の深さ15cmの温度の時間変化

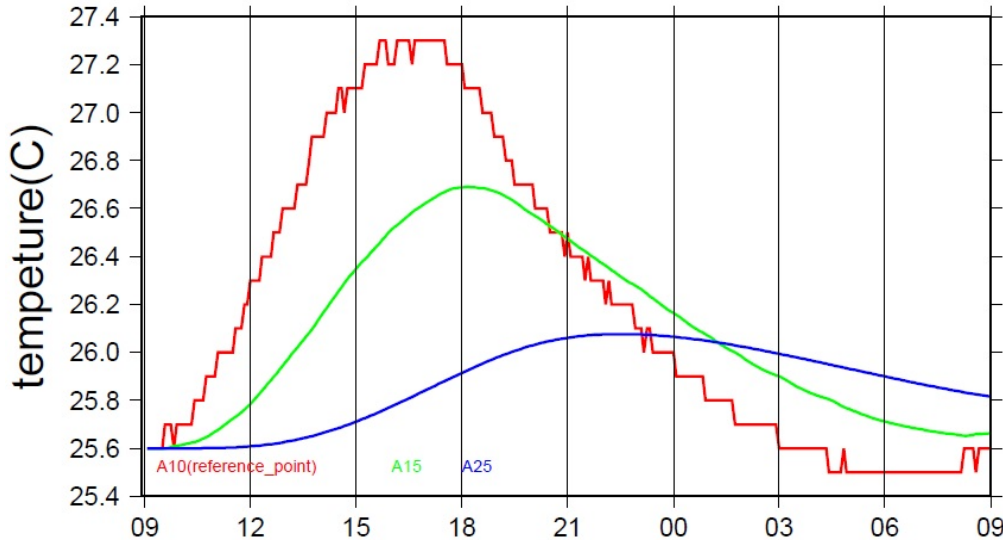


A地点の深さ25cmの温度の時間変化



熱拡散率 κ の推定

ステップ関数により求められた温度の時間変化



熱拡散率 κ を求める。

しかし、最初の方のデータは測定開始前の温度変動の影響を受けている。



その影響が小さい、時定数以降の温度変化のみを用いる。

時定数 = d^2/κ [s]

d : 深さ [m]

κ : 熱拡散率 [m^2/s]

$\kappa = 5.0 \times 10^{-7}$ [m^2/s]と仮定

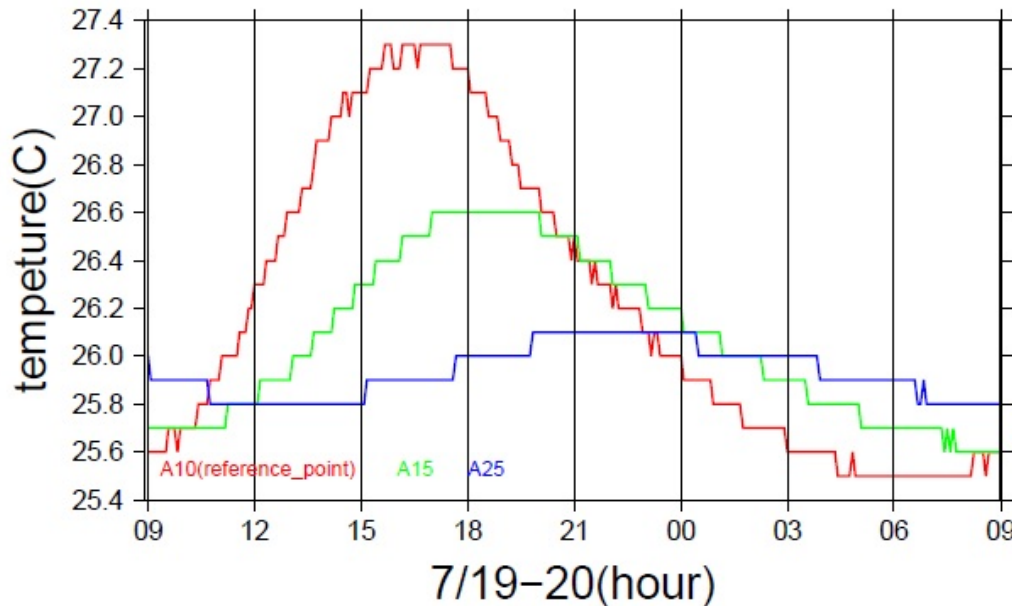


深さ15 cm: 時定数5000 s

深さ25 cm: 時定数45000 s

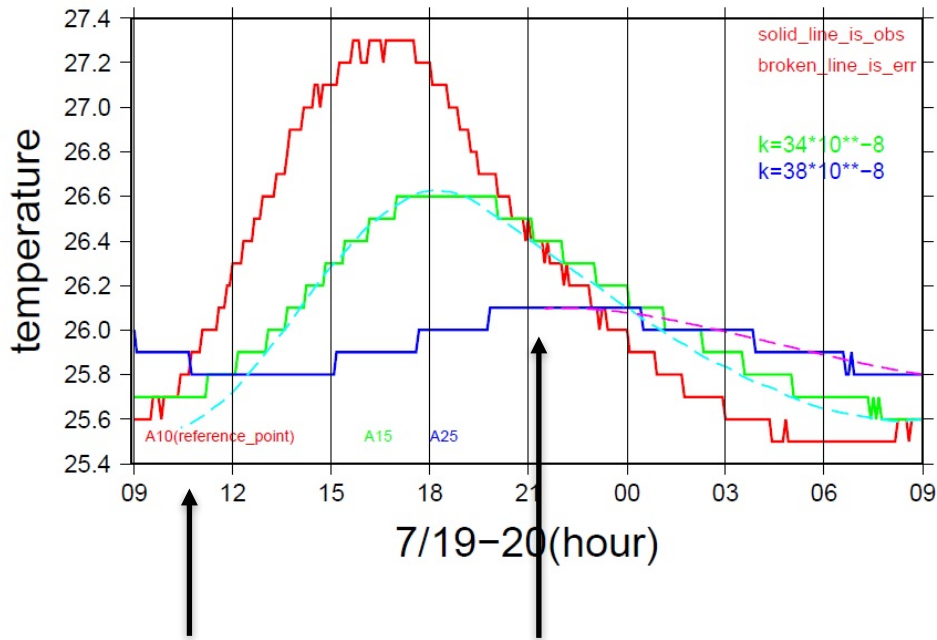
それ以降のデータを用い、残差2乗和が最小となる κ を求める

A地点の観測値



解析結果

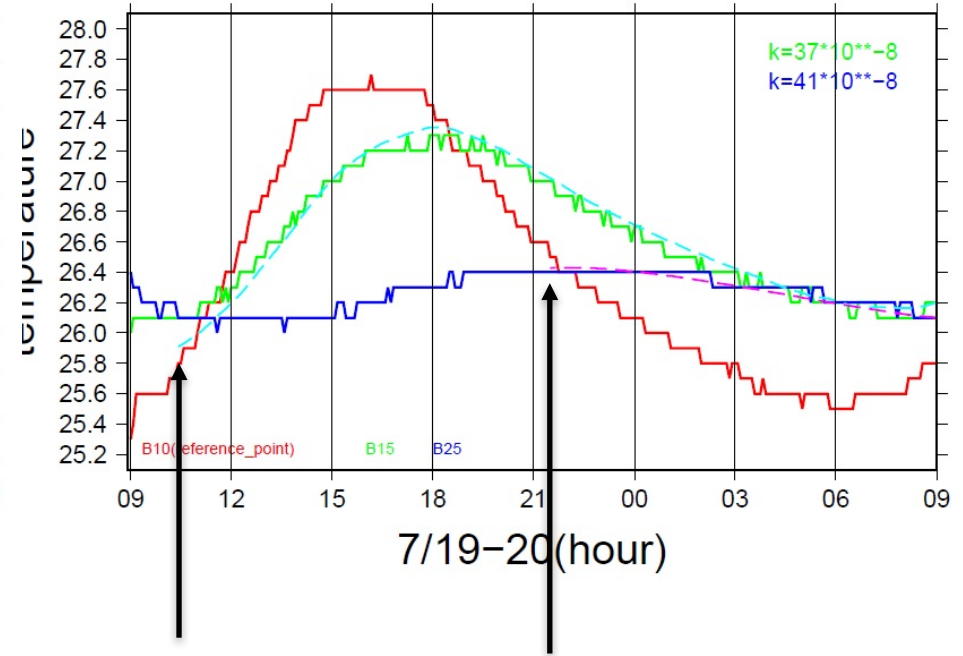
temperature(C)_obs&err_A



時定数
5000(s)
※10時25分

時定数
45000(s)
※21時30分

temperature(C)_obs&err_B



時定数
5000(s)
※10時25分


時定数
45000(s)
※21時30分

観測地点	A15cm	A25cm	B15cm	B25cm
熱拡散率(m ² /s)	3.4×10^{-7}	3.8×10^{-7}	3.7×10^{-7}	4.1×10^{-7}

フーリエ変換により求められた熱拡散率と ステップ関数により求められた熱拡散率の比較

観測地点	A15cm	A25cm	B15cm	B25cm
ステップ関数の熱拡散率 (m^2/s)	3.4×10^{-7}	3.8×10^{-7}	3.7×10^{-7}	4.1×10^{-7}
フーリエ変換の熱拡散率 (m^2/s)	2.65×10^{-7}		2.84×10^{-7}	

- ステップ関数の方が $\sim 1 \times 10^{-7}$ [m^2/s] 大きな値となった。
 - フーリエ級数展開
観測期間前の温度変動を、観測日と同じに仮定している。
 - ステップ関数
観測データの前半部分を用いていないため、使用データが少ない。
- 観測期間1日・観測精度 $0.1^\circ C$ では、熱拡散率は $2 \sim 4 \times 10^{-7}$ [m^2/s] の値と見積もることができた。



Part2.
観測@本郷キャンパス

観測@本郷キャンパス

- 測定地点
 - 本郷キャンパス内観測井
- 測定日時
 - 2015年7月29日 14:00-17:00



観測手法

- サーミスタセンサ

- 電気抵抗を計測し、井内の水の温度を計測する。



- 温度変換式

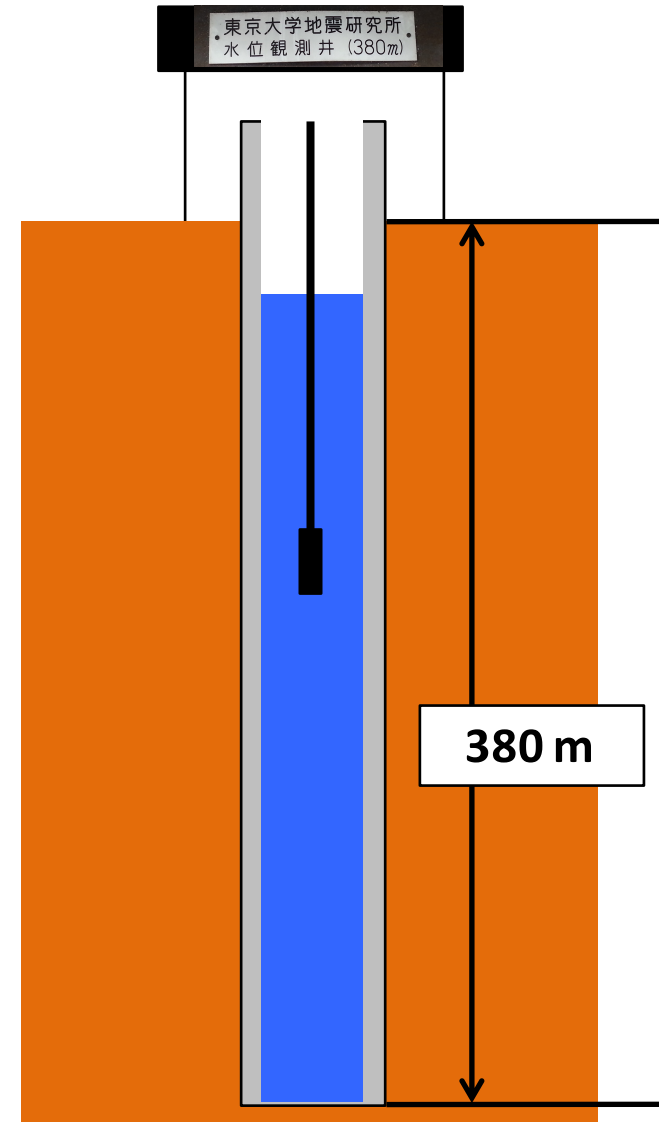
$$T = \frac{1}{a + b \log(R) + d[\log(R)]^3}$$

a, b, cは各
サーミスタ
固有の値

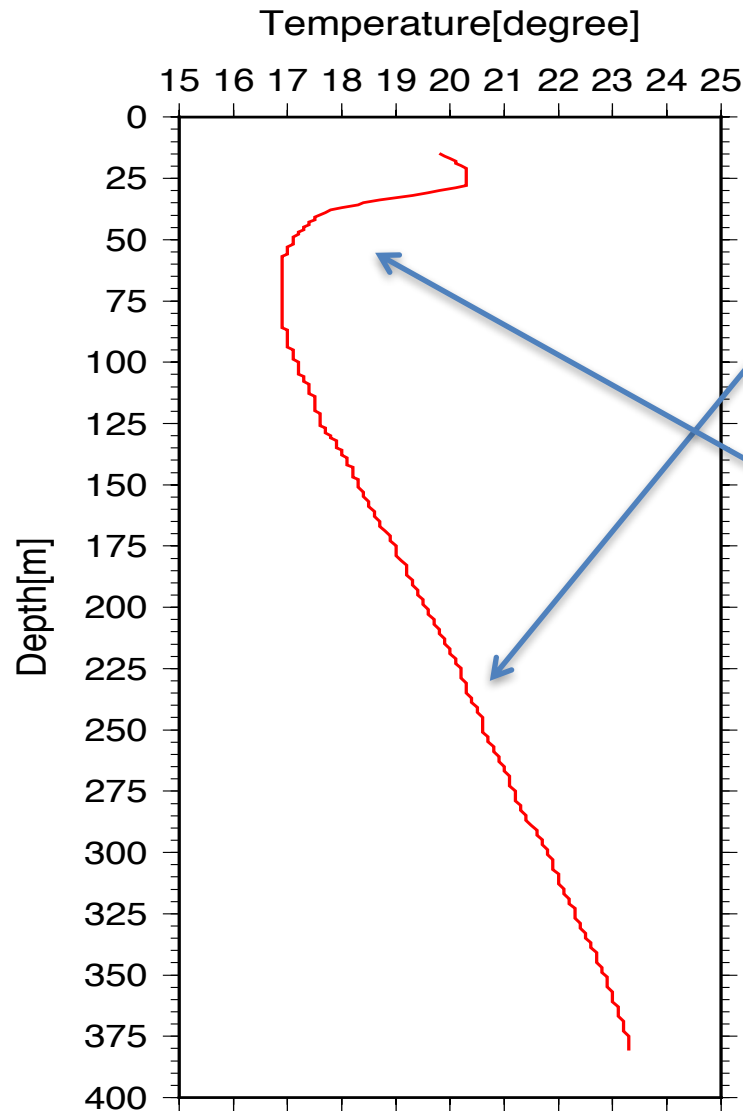
を用いて抵抗値を温度に変換。

- 抵抗値計測

- 16-150m → 1 m間隔
- 150-380 m → 2 m間隔



観測結果



1. 100 mより深部では傾き一定.

→地殻熱流量

2. 100 mより浅部で大きな折れ
曲がり.

→地表面での温度擾乱

上記二点について考察.

1.地殻熱流量

地下深部の温度勾配は，地球深部からの熱流量によるもの. [Uyeda and Horai, 1960]

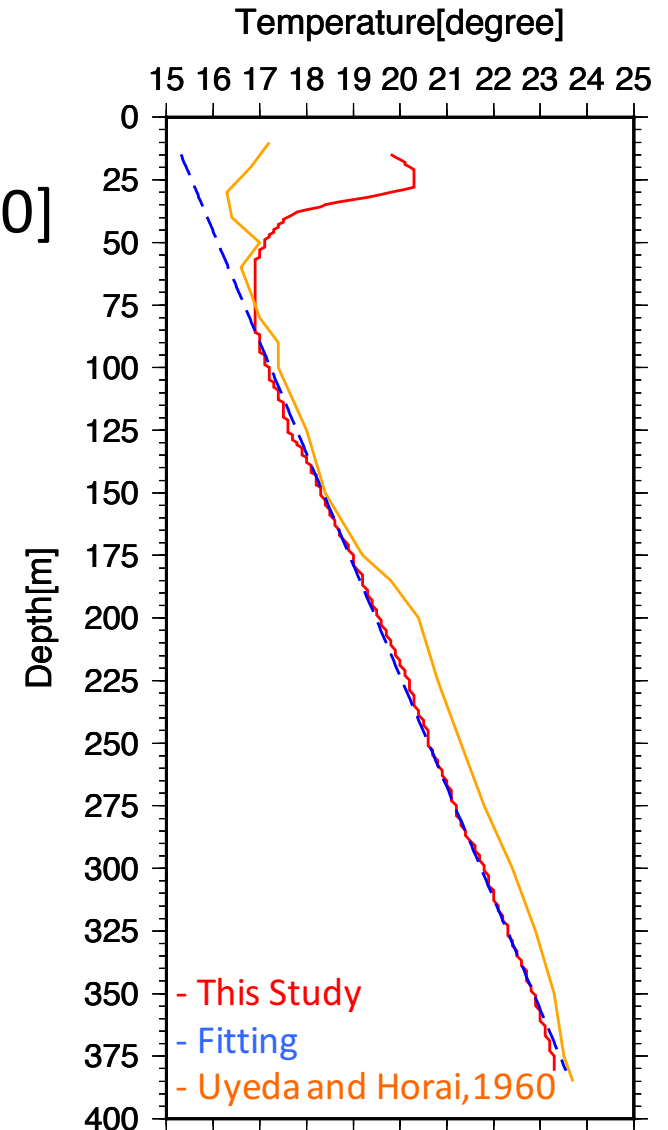
- 地殻熱流量 Q [W/m²]

$$Q = \kappa \frac{\Delta T}{\Delta d}$$

- κ : 熱伝導率=1.41W/m/K
(Uyeda and Horai, 1960より)
- $\Delta T/\Delta d$: 温度勾配[K/m]= 2.25×10^{-2} [K/m]
(線形フィッティングより)

→ $Q = 3.17 \times 10^{-2} \text{ W/m}^2$

(Uyeda and Horai, 1960: $Q=3.81 \times 10^{-2} \text{ W/m}^2$)



2. 地表付近での温度擾乱

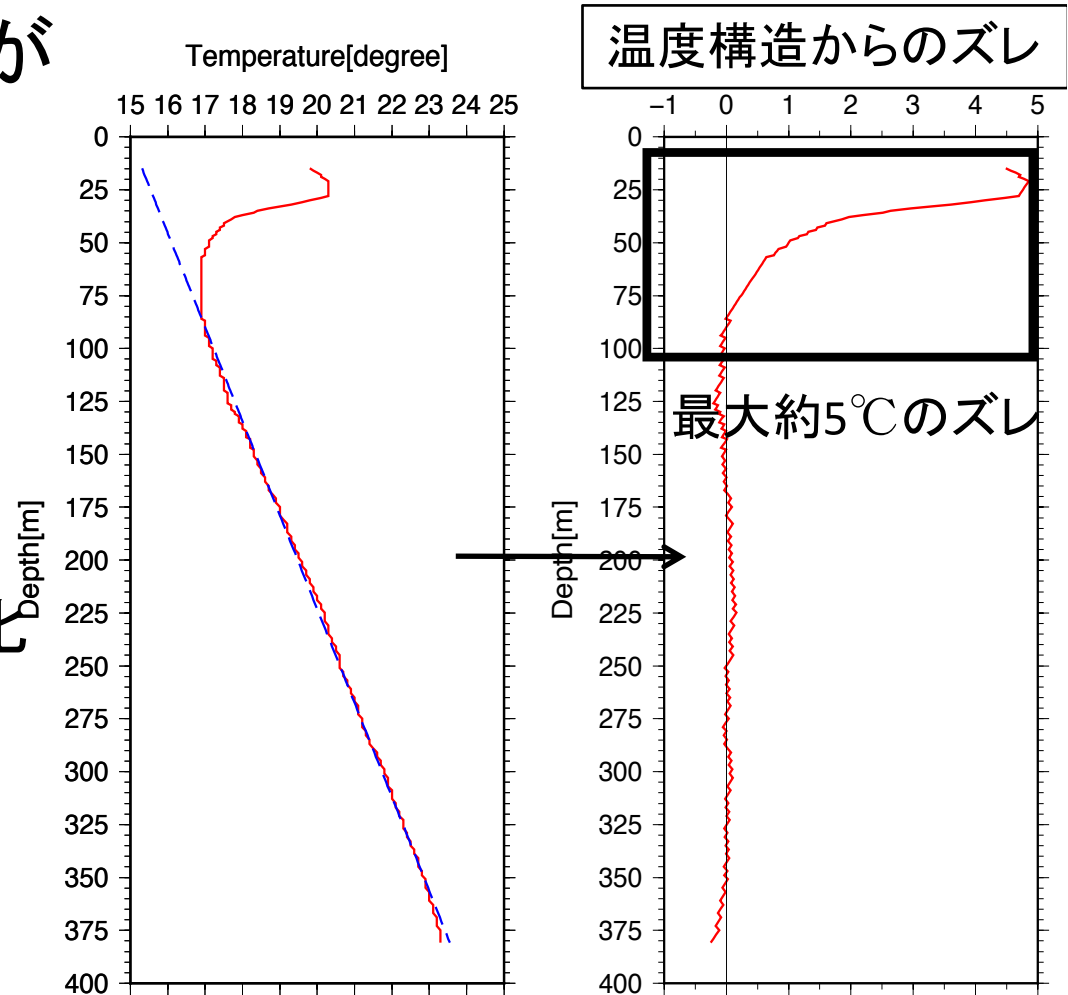
地表付近からの温度擾乱が影響.

次の2点について考察

1. 気温の年変動
2. 100年の気温変動.

上記1,2をステップ状の温度変化として計算.

$$T(z,t) = \Delta T \left[1 - \operatorname{erf} \left(\frac{z - z_0}{2\sqrt{\kappa(t - t_0)}} \right) \right]$$

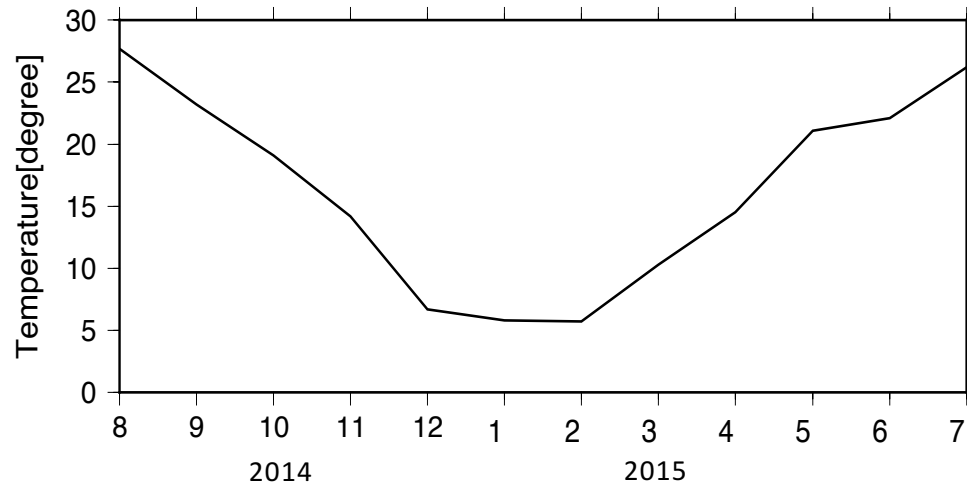


$\kappa = 5.0 \times 10^{-7} \text{ [m}^2/\text{s]}$ と仮定

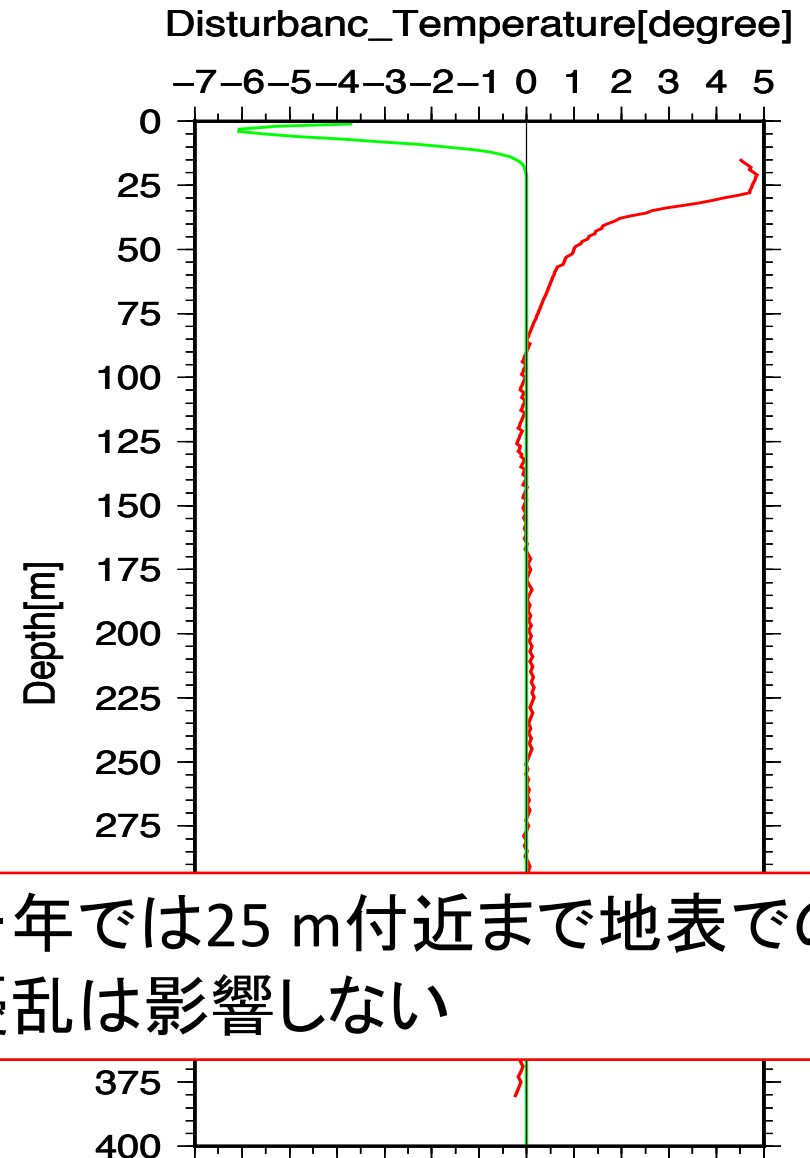
2.1. 気温の年変動

温度擾乱

- 25 m付近で最大.
 - 25 mより浅部で小さくなる
- 周期性・・・？
- 1年の気温変動の影響？



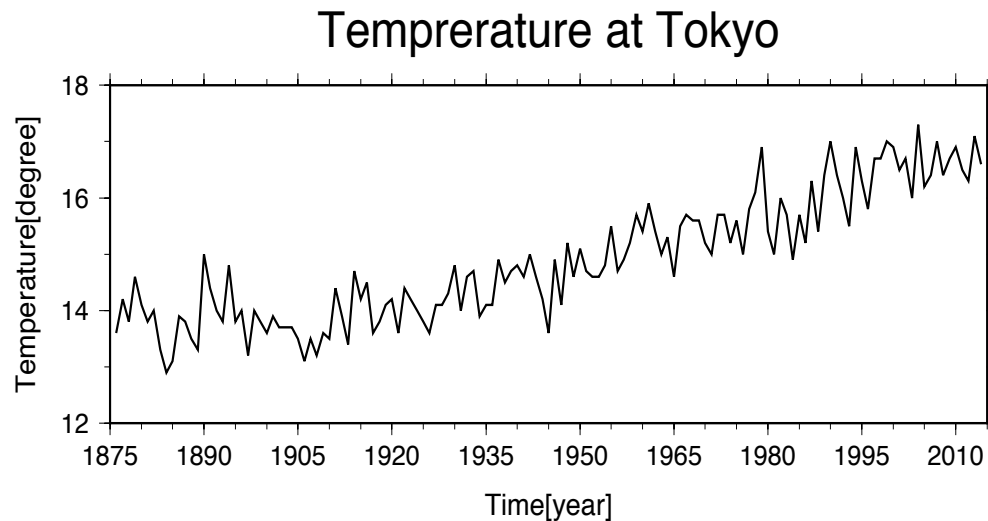
1 data/month の気温変動



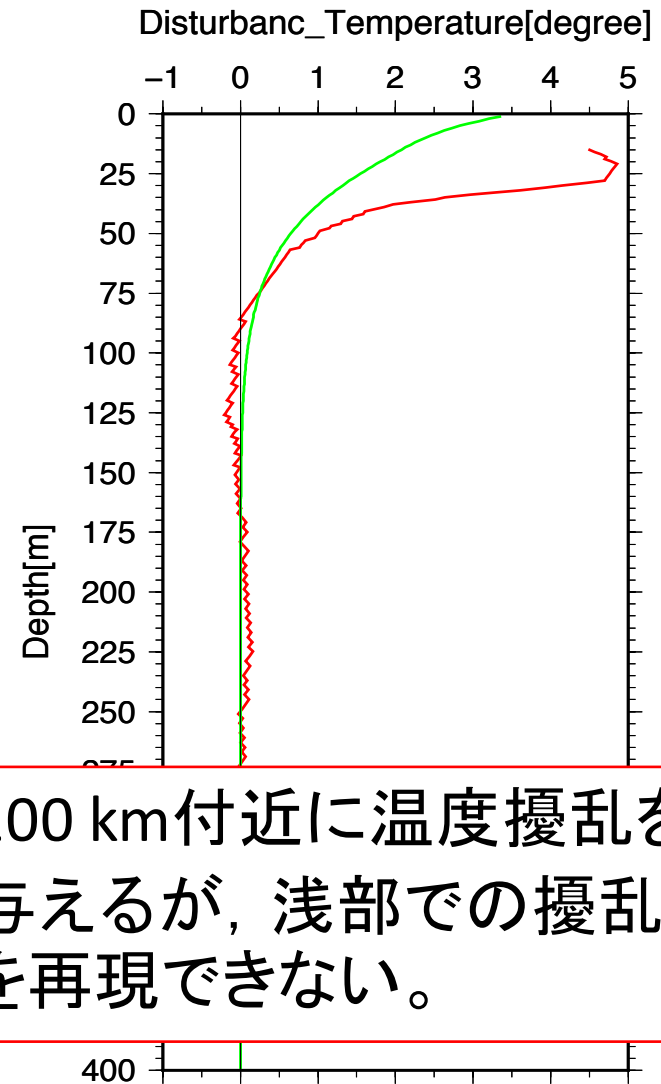
一年では25 m付近まで地表での擾乱は影響しない

2.2.約100年の気温変化による擾乱

- 東京大手町における1876-2014年の気温変動による温度擾乱を計算.



1876 – 2014年の気温変動
(1 data/year)
長期的に見て約 3°C の温度上昇。



100 km付近に温度擾乱を与えるが、浅部での擾乱を再現できない。

考察

- 本郷の地下の地熱流量： **$3.17 \times 10^{-2} \text{ W/m}^2$**
 - 1960年との違いは観測精度の違いによる？
- 浅部(-100 m)での温度擾乱が観測。
 - 1年, 約100年の気温擾乱では説明できない.
 - 考えうる温度擾乱の原因
 - 気温の観測地点の違い(今回用いたのは大手町の気温)
 - 気温と地表面の温度差
 - 地下水, 地表での人間活動の影響

今回の実習で学んだこと

- 地下の温度構造の変化
 - 位相のずれ、振幅の差
- 温度拡散の計算手法
 - フーリエ級数展開
 - 誤差関数
- 地殻熱流量の観測手法
 - 長期の気温変動による地下温度構造の変化
- みなさんよく飲まれるのだなあ。

2.2. 約100年の気温変化による擾乱

- 深部ほど短周期の気温変動の影響が小さい。
- 同観測井内の半年の温度変化を比較する。
- 90 mにおいて, 年変化
 - 計算値 $0.009^{\circ}\text{C}/\text{year}$
 - 観測値 $0.024^{\circ}\text{C}/\text{year}$

オーダーでは変化を再現できているが, 不十分.

