

1次元ドップラーレーダ観測と 粒子融解モデルによる融解中の 降水粒子鉛直分布の推定

越田智喜(いであ(株))、宮崎真[\[1\]](#)、小森大輔、小池雅洋、
鼎信次郎、沖大幹(東京大学生産技術研究所)

[\[1\]](#) 現所属: 国立環境科学研究所地球環境研究センター

はじめに

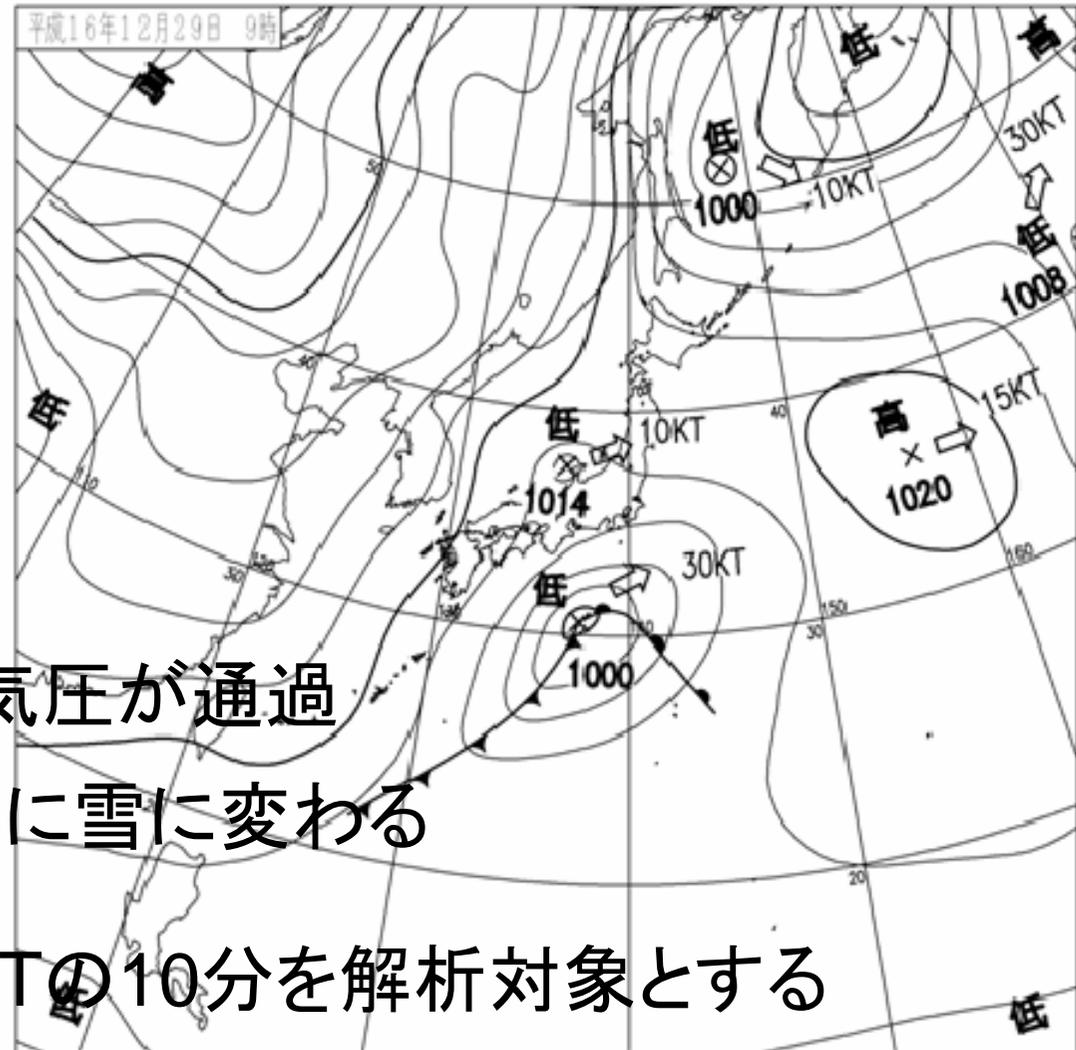
- 気象レーダは地上降水量を、広範囲・高分解能で定量観測できることに特長がある。
→ダム・河川の流域雨量の測定に有効
- ただし、初春・晩秋には融解層(レーダのブライトバンド)を観測することがあり、誤差要因となる。→融解層の降水定量評価が重要
- 融解層を含むVPR (vertical profile of reflectivity)を表現するモデルを開発中
→よい一致が見られたので報告する

今回の報告

1. **雪から雨への観測の整理**
MRRによる融解状況の観測
2. **雪から雨への粒子変化の計算**
融解モデルによる計算
3. **融解過程におけるレーダ反射強度因子の計算**
4. **観測と計算の比較**
5. **今後の課題**

1. 融解状況の観測; 解析対象降雨

- 天気図
2004年
12月29日
9時



日本の南岸を低気圧が通過
降りだしが雨で後に雪に変わる

6:10~6:20JSTの10分を解析対象とする

MRRの概観



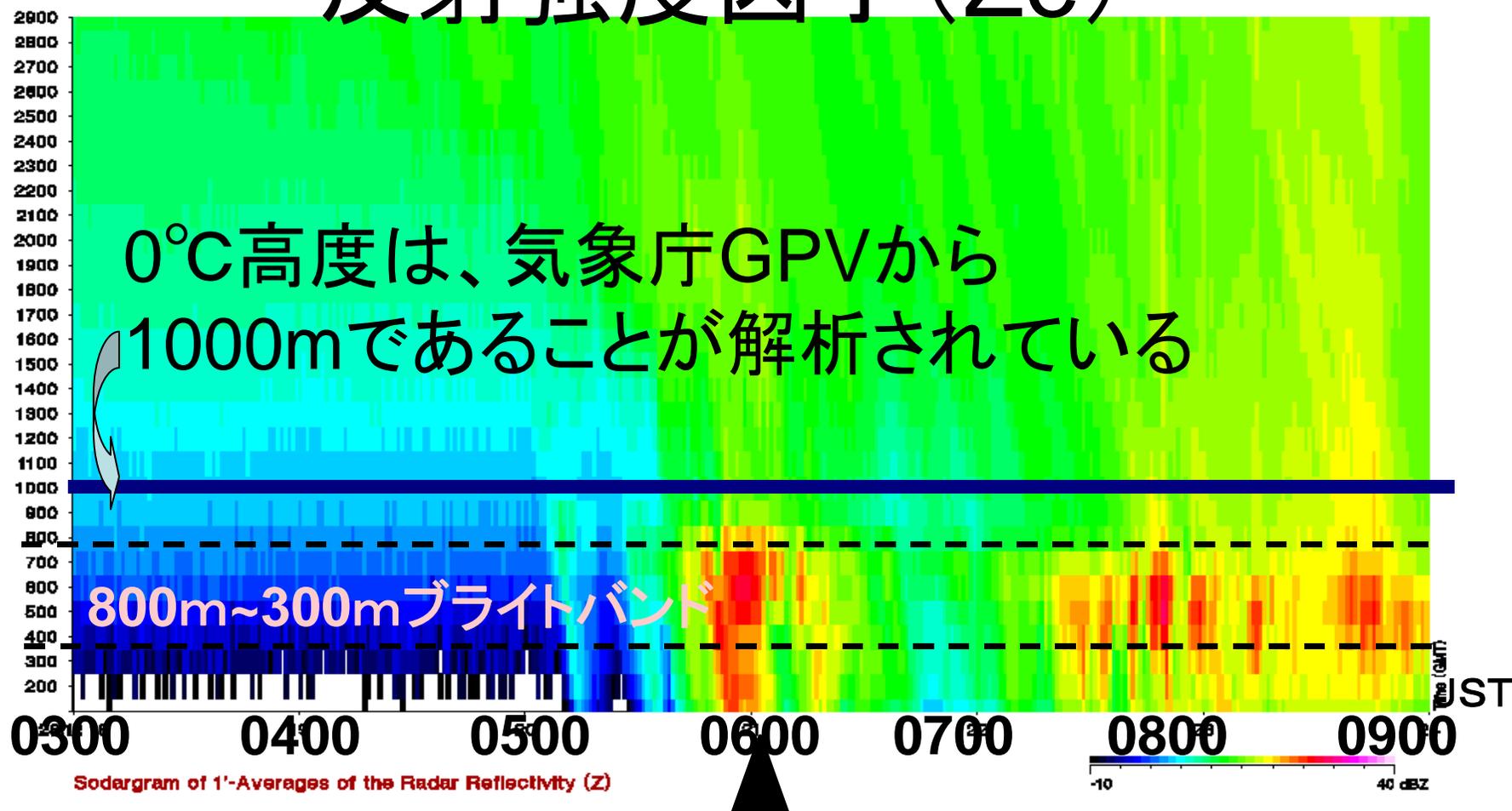
1次元ドップラーレーダ

- ・地上100mから上空2900mを100m間隔で観測

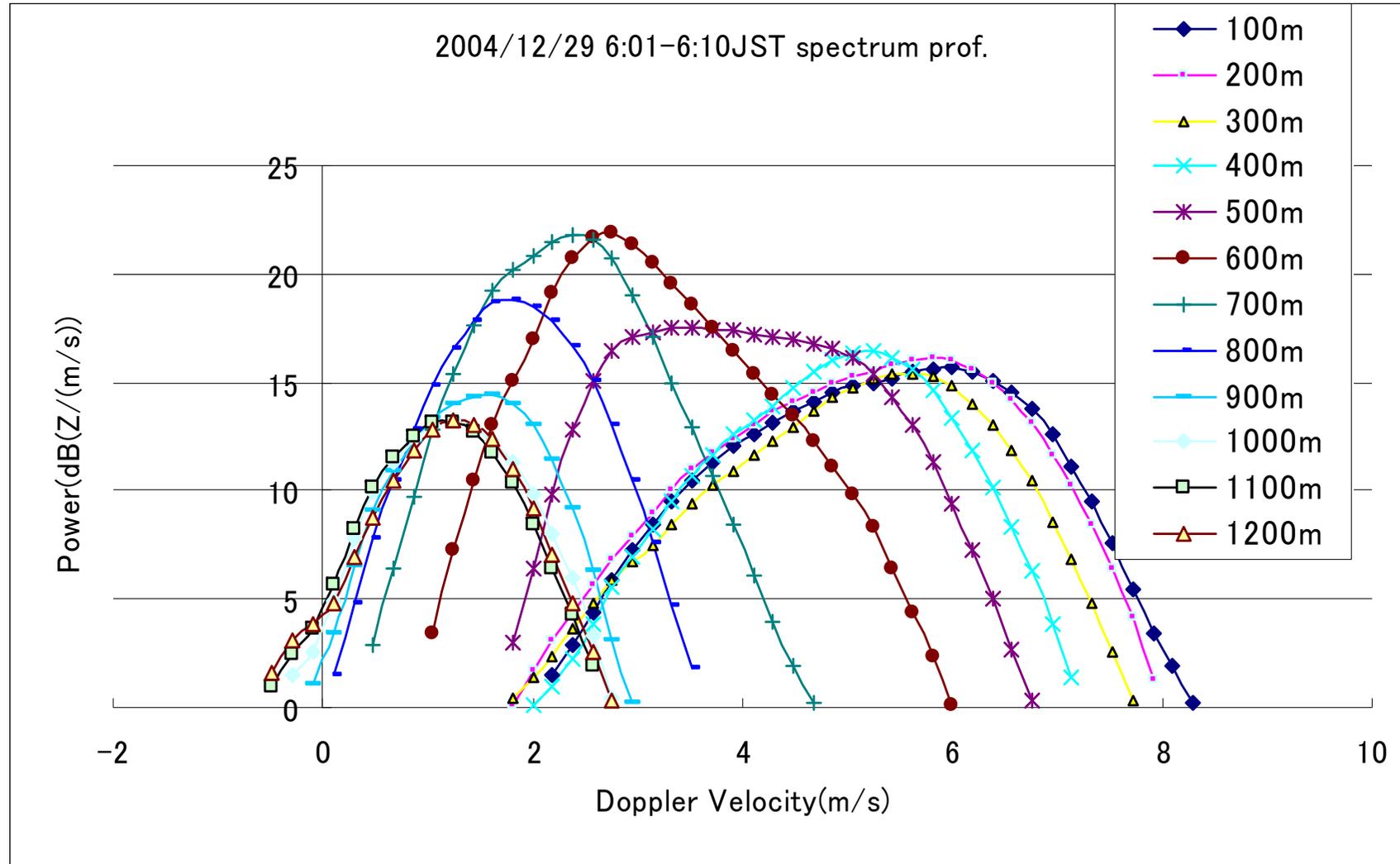
- ・1分平均値を記録

今回は10分平均値を用いた

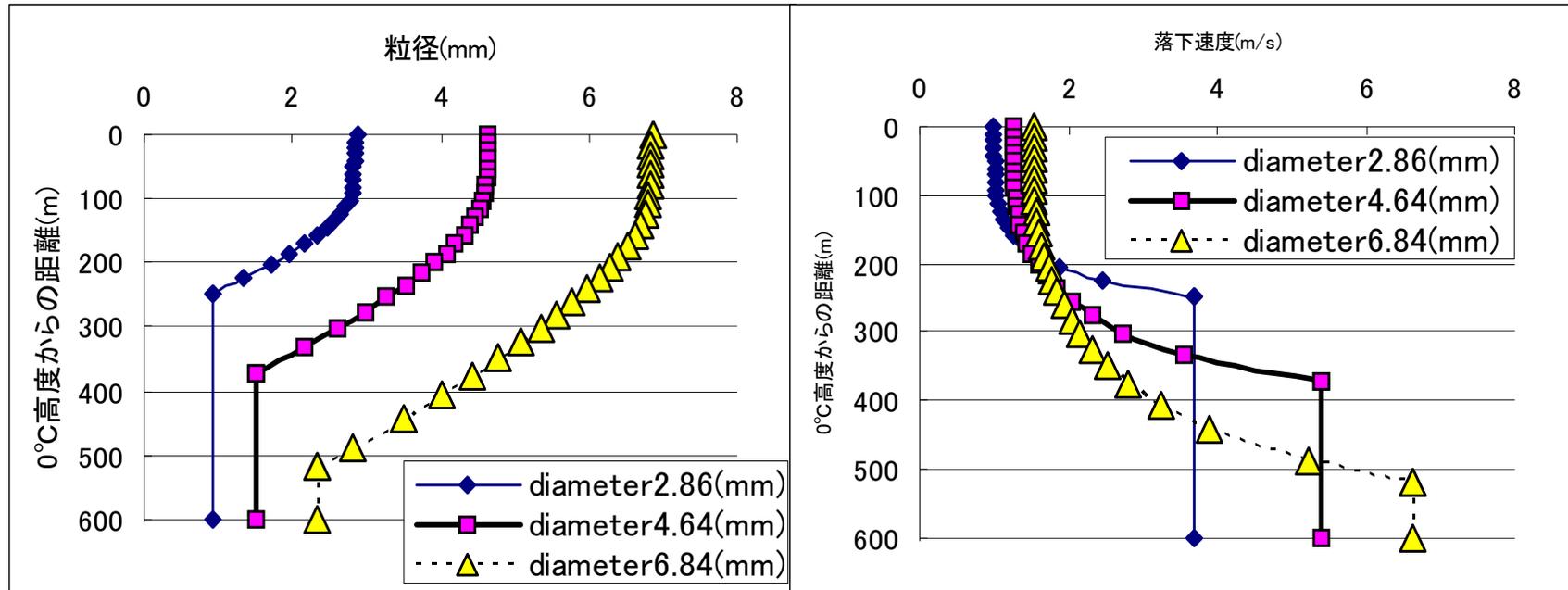
1. データ: 時間高度断面図 反射強度因子 (Ze)



1. 融解状況; MRRの観測結果



2. 融解モデル



- 松尾と佐粒(1981)によるモデル。
粒径・落下速度・含水率
- 初期の雪粒子の密度は 0.04mg/cm^3 とした。
- 雨の粒径分布が上空まで同じとした。

3. 融解粒子の反射強度因子の計算

- 初期の雪密度は、考えている全粒子一定
- 粒子の衝突併合、分裂(今回は考慮せず)
- 雲粒付着による粒子成長(今回は考慮せず)
- 降雨減衰の効果(今回は考慮せず)
降水強度1mm/hで0. 2dB/ km
- 粒子形状の効果・姿勢の効果(球形を仮定)
- MIEの過程 (Rayleighとの比で補正)
- 融解中の誘電率変化(後述)
- 乱流の効果を考察(後述)

3. ①融解粒子の誘電率

- Wienerの理論(西辻1971)

$$\frac{m_s \varepsilon_s - 1}{\rho_s \varepsilon_s + u} = \frac{m_i \varepsilon_i - 1}{\rho_i \varepsilon_i + u} + \frac{m_w \varepsilon_w - 1}{\rho_w \varepsilon_w + u} + \frac{m_a \varepsilon_a - 1}{\rho_a \varepsilon_a + u}$$

- ε_s 、 m_s 、 ρ_s :降雪粒子の複素誘電率、質量、密度
- ε_i 、 m_i 、 ρ_i :氷の複素誘電率、質量、密度
- ε_w 、 m_w 、 ρ_w :水の複素誘電率、質量、密度
- ε_a 、 m_a 、 ρ_a :空気の複素誘電率、質量、密度
- U :形状因子(電場の方向と氷の形状・向きで決まる氷が球状で一様に分布した場合は2)

3. ②乱流の効果の推定

- 乱流による観測スペクトル分布の広がりを考慮
Wakasugi et, al (1986)

P2: 大気エコー強度

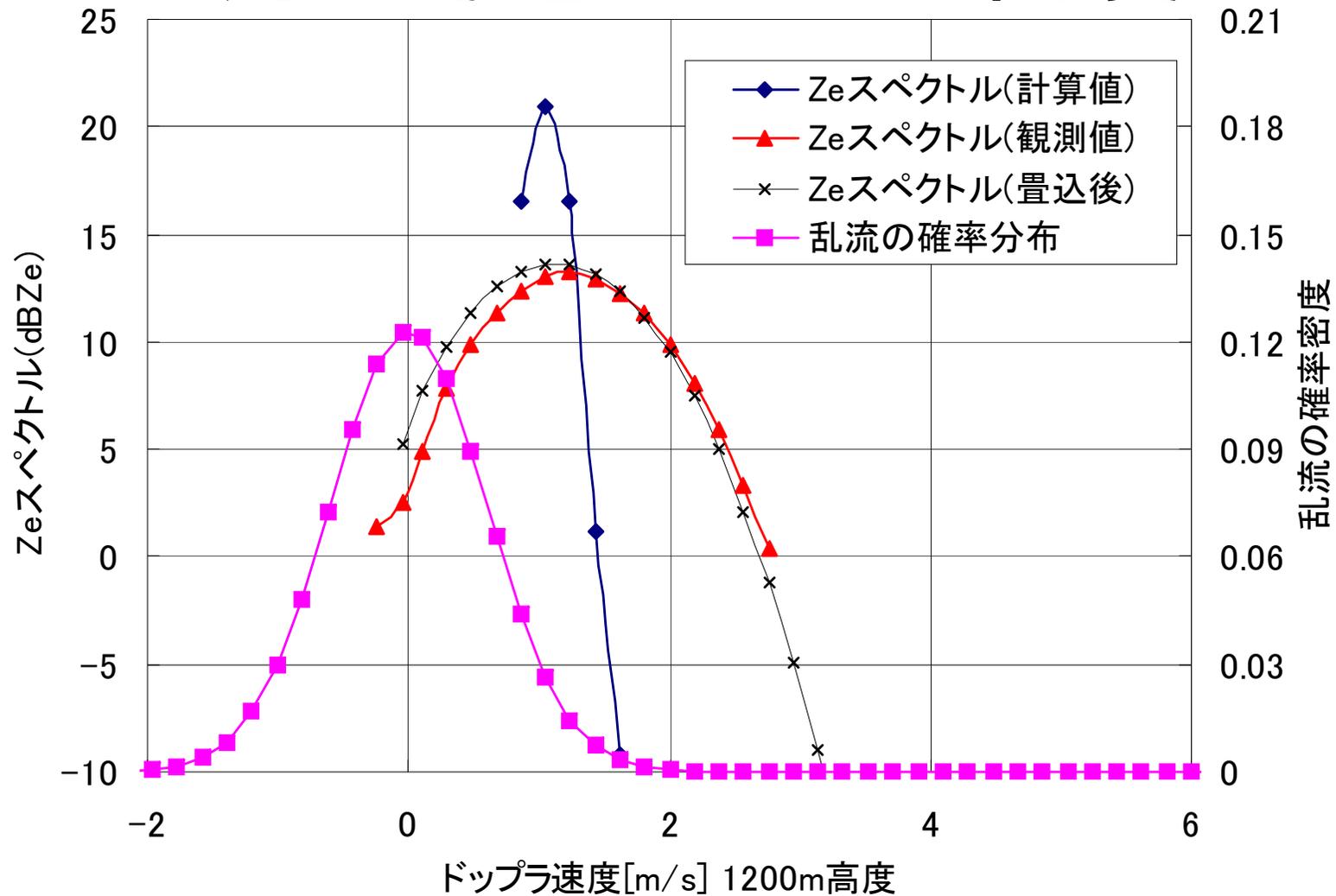
$$s_0(w) = P_1 S_1(w) * S_2(w) + P_2 S_2(w)$$

$$s_{Ze0}(m) = \sum_n s_{Ze1}(n) \cdot S_2(m-n)$$

- 畳み込み和を実施ⁿ
1200m高度観測のスペクトル分布を説明する速度幅(標準偏差)=0.6m/s、速度=0m/sを採用
- 乱流の確率分布は、0~8m/sで正規分布を仮定

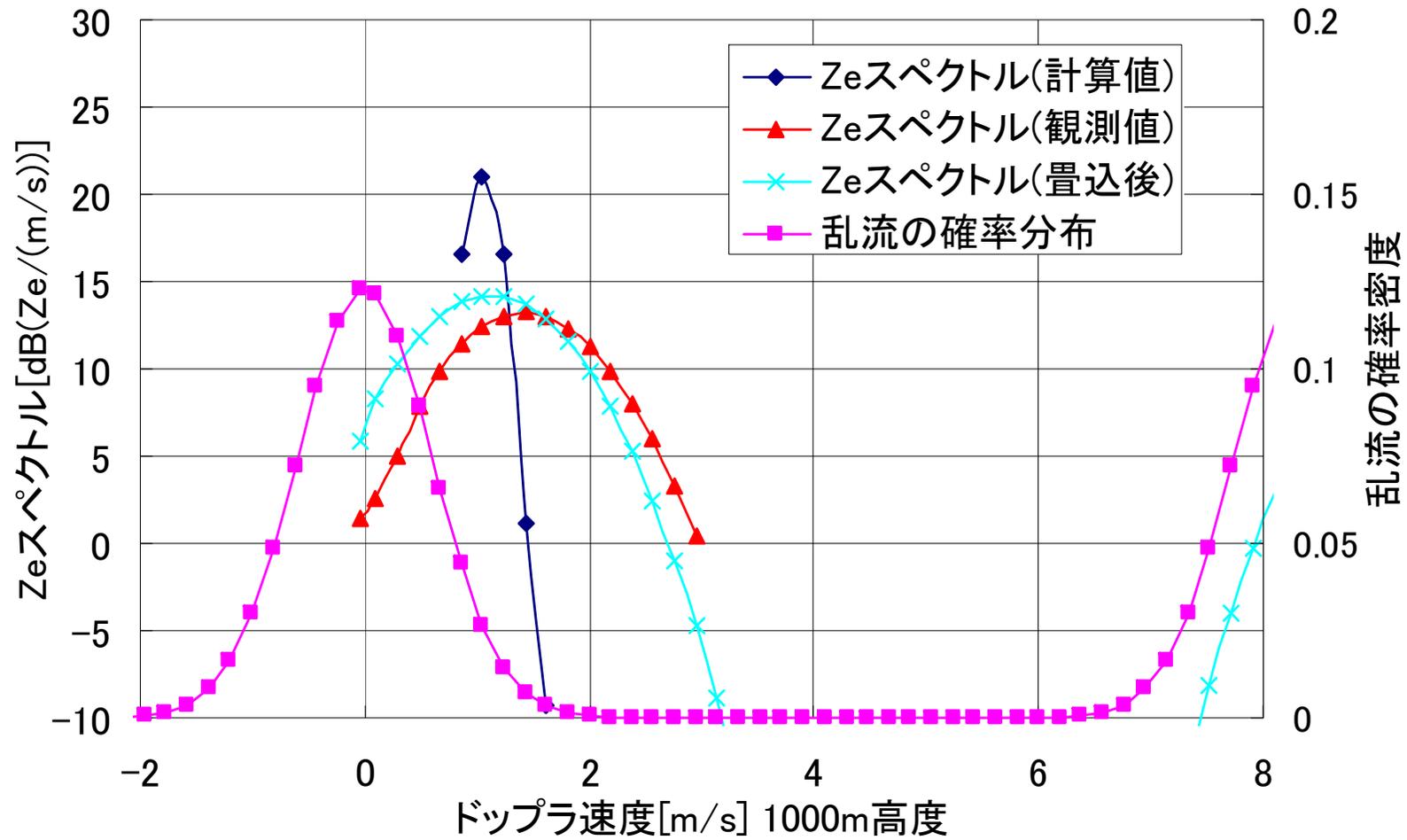
乱流は融解層全層均一

3. 上空の観測値の再現 乱流の考慮 1200m高度

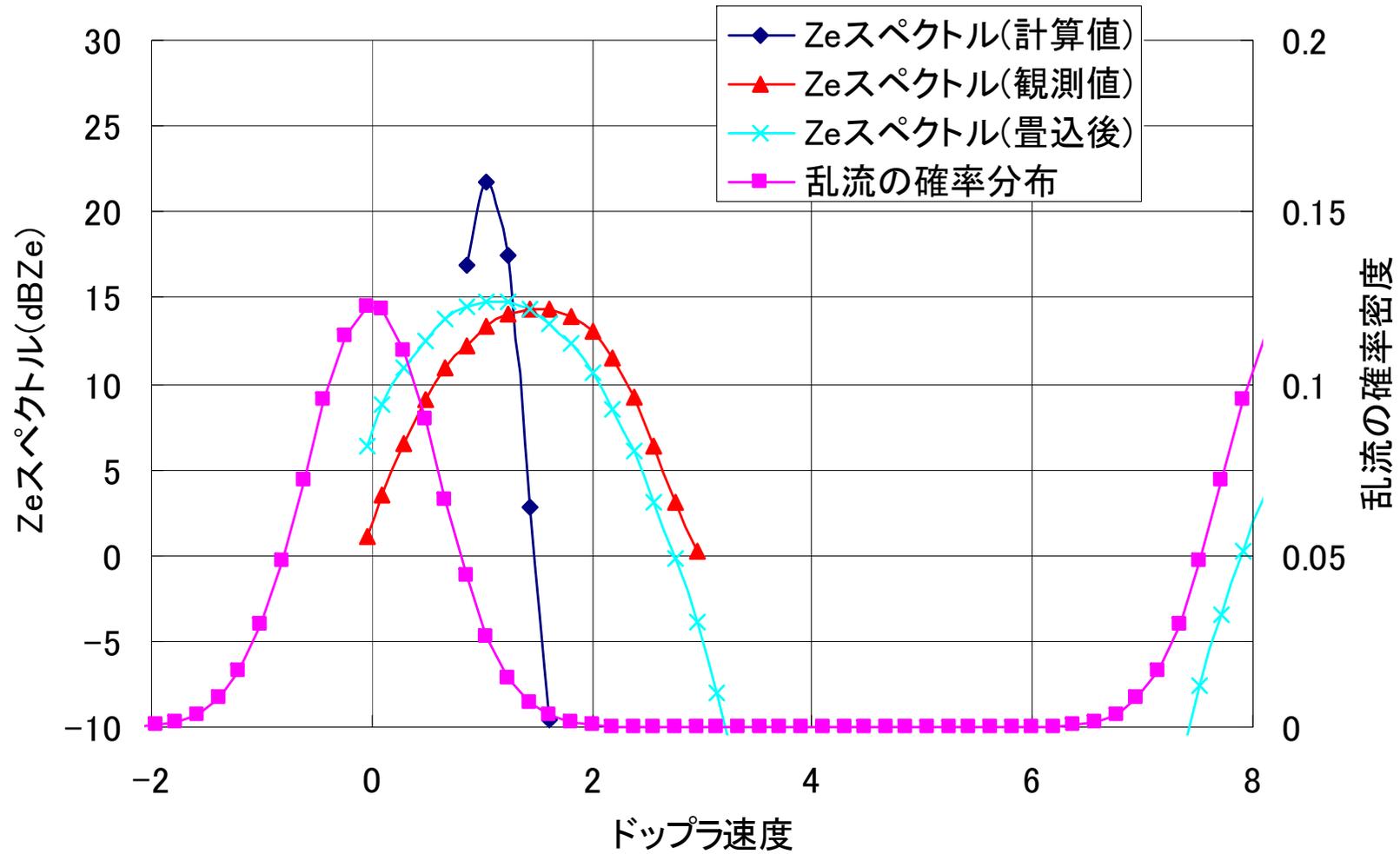


4. 観測と計算の比較

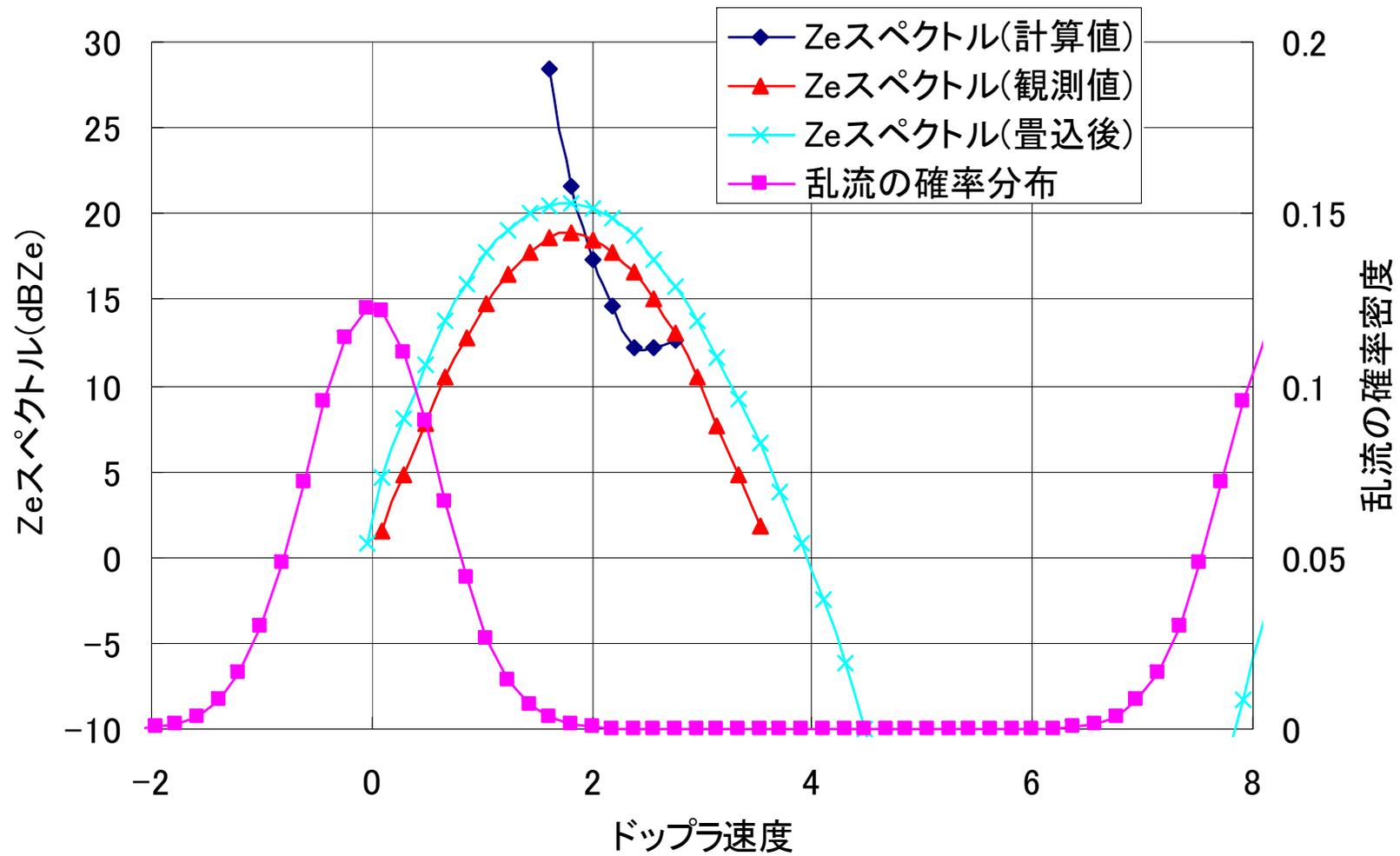
1000m



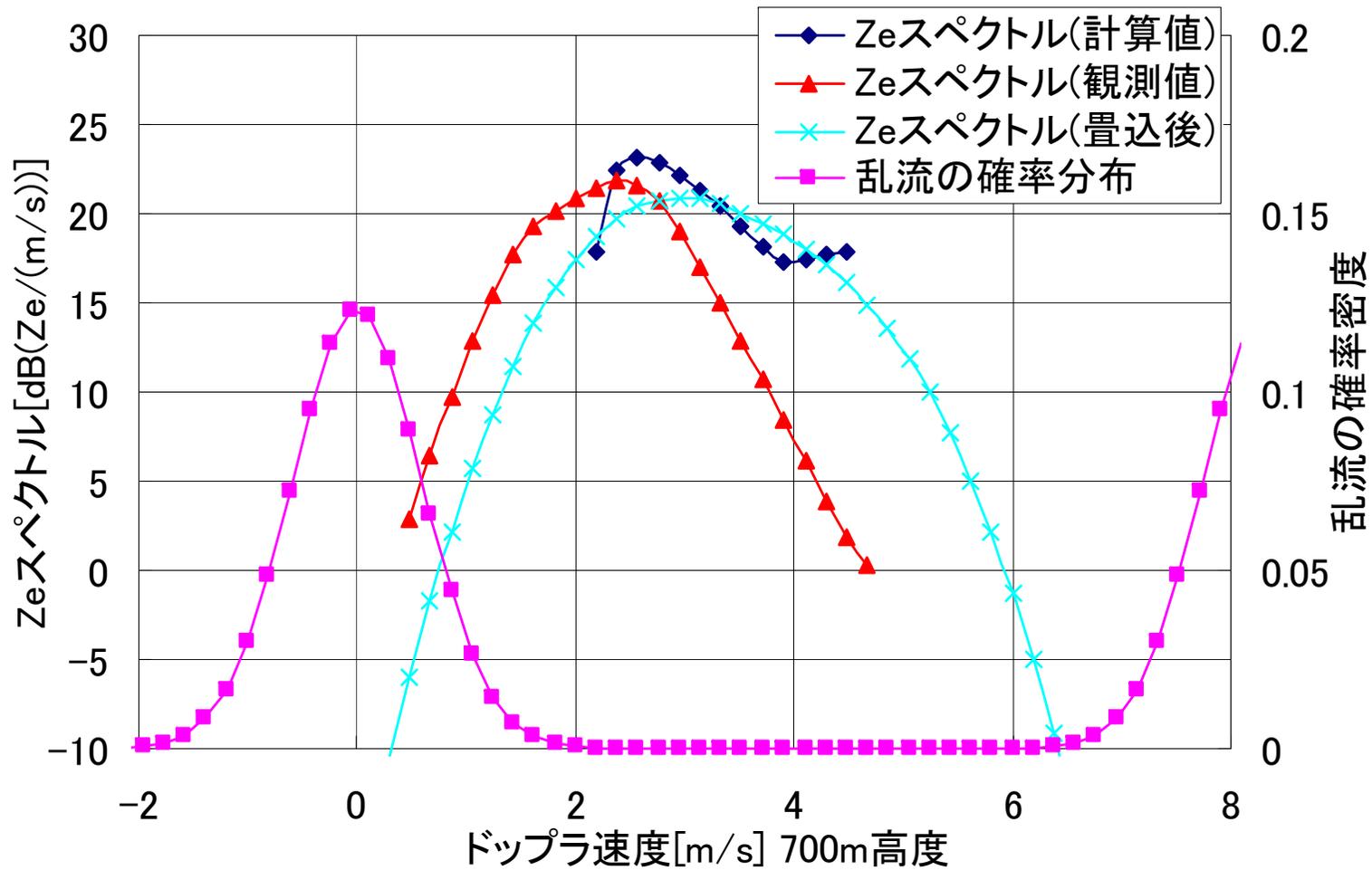
900m



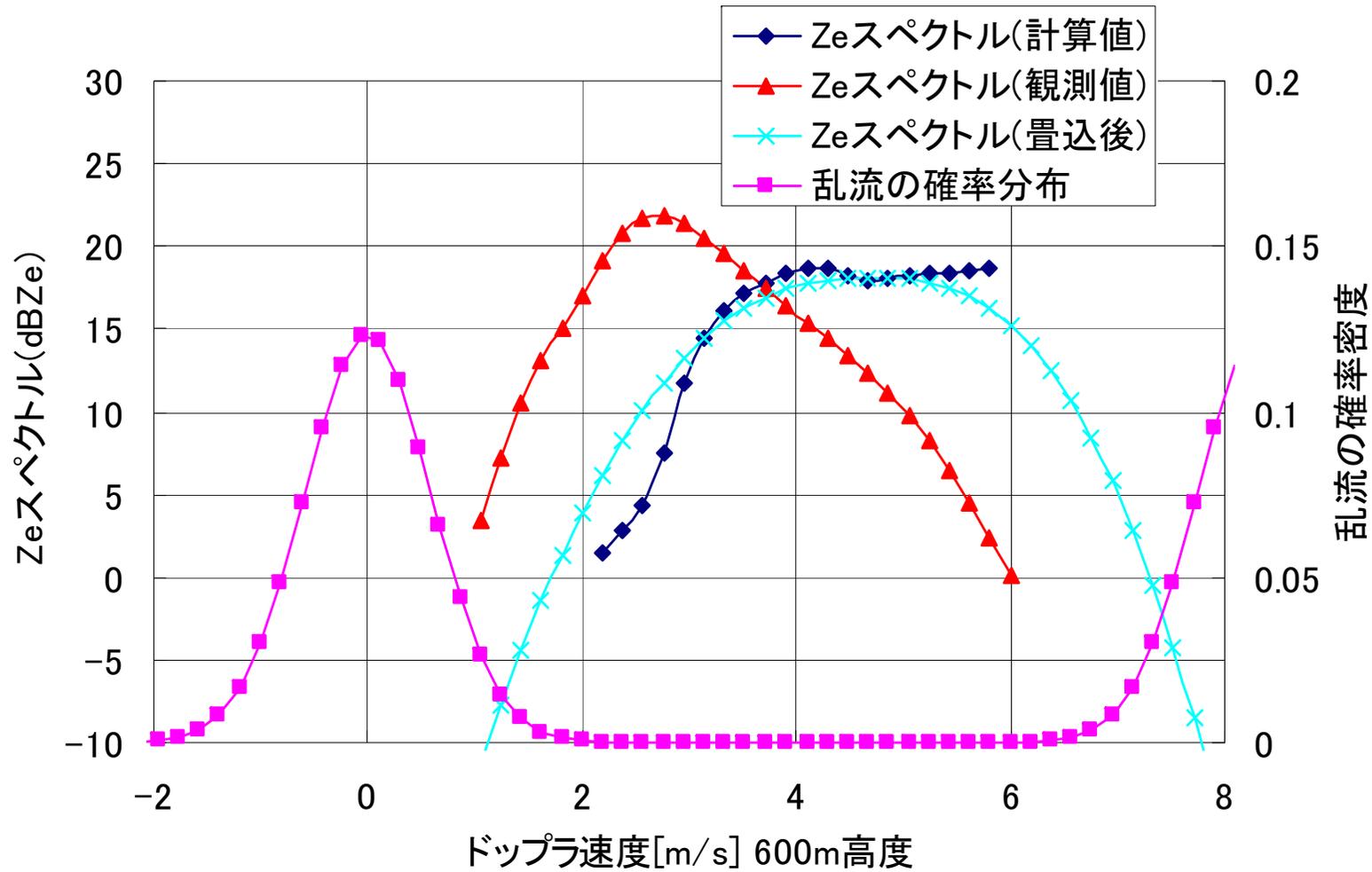
800m



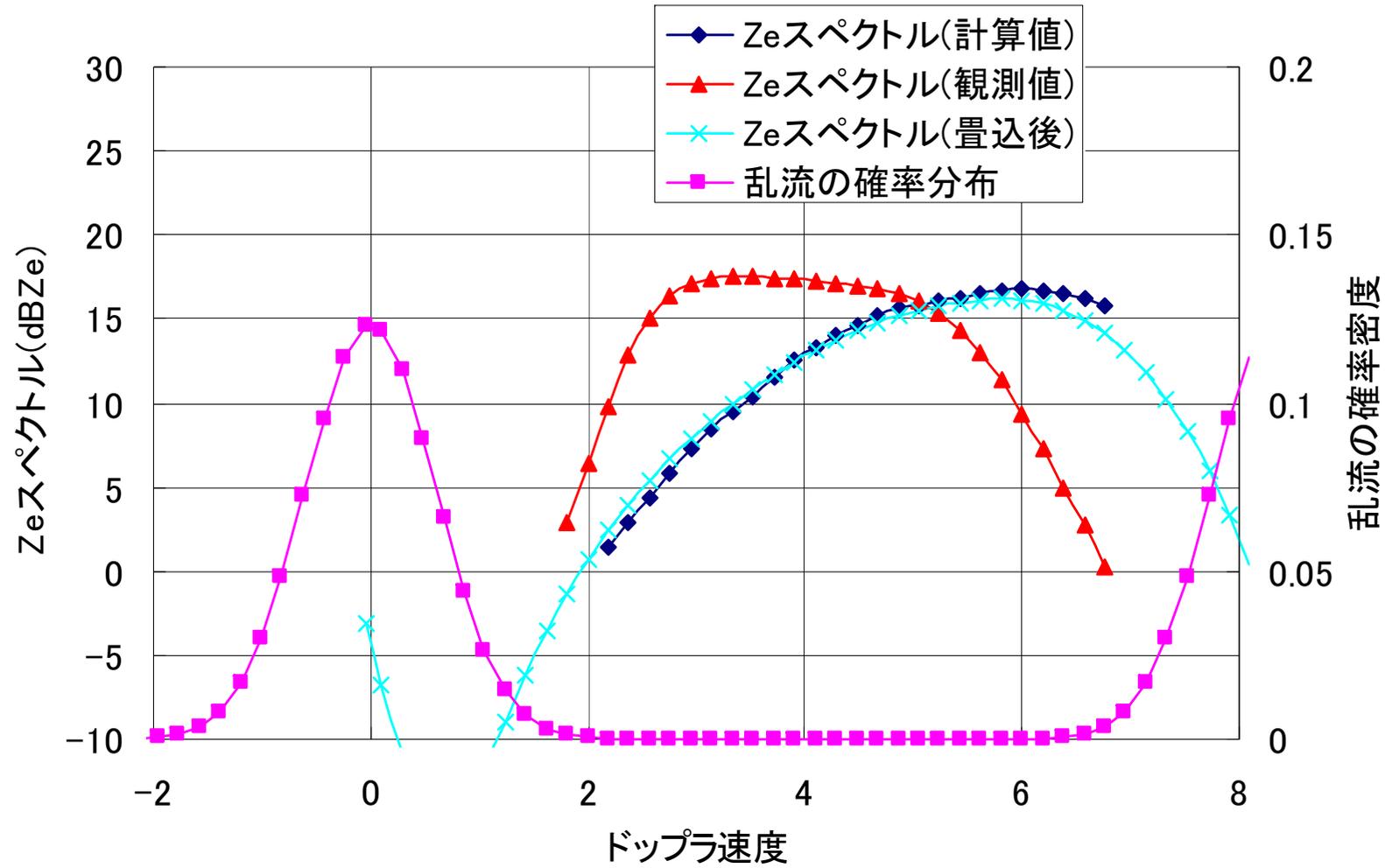
700m



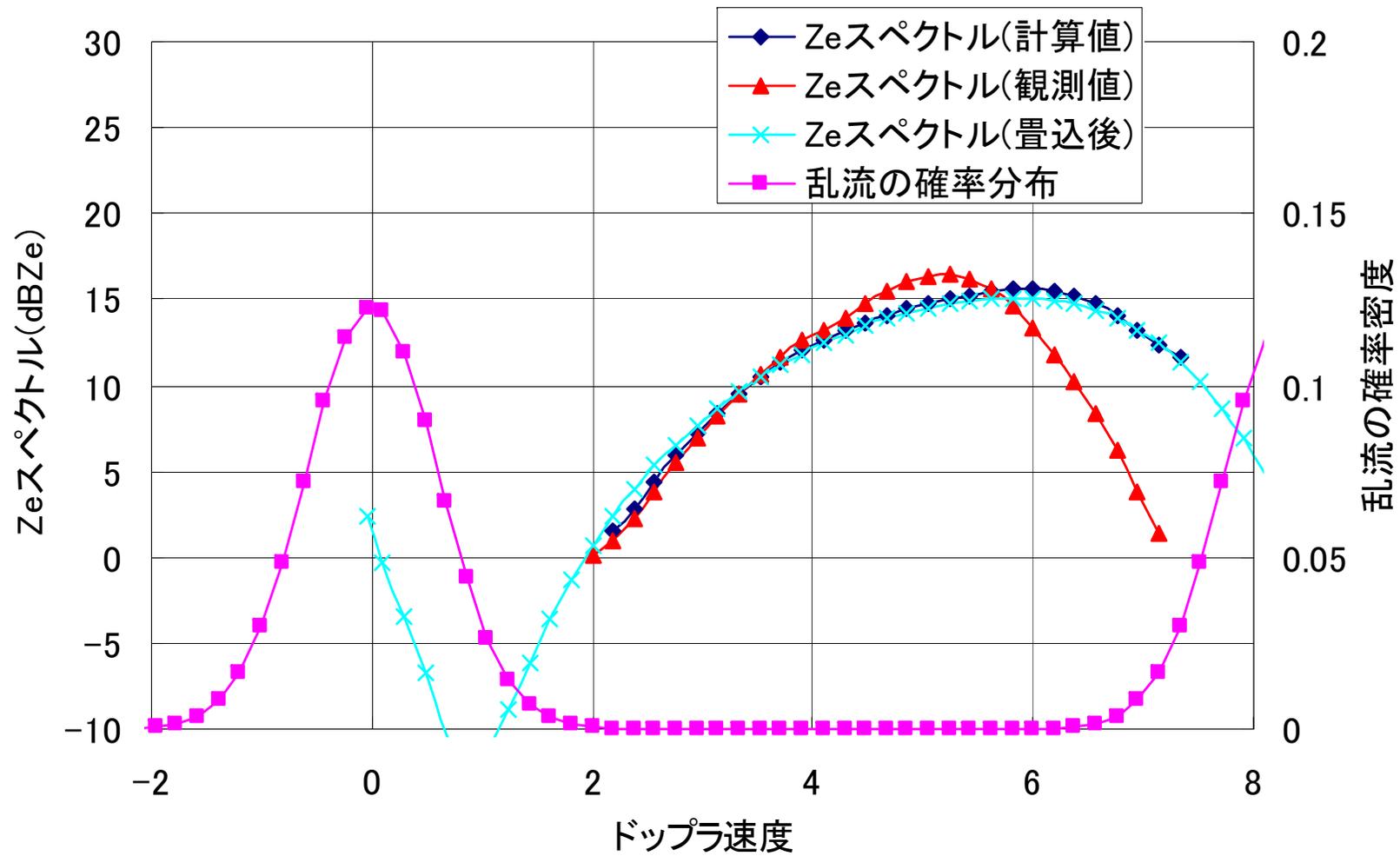
600m



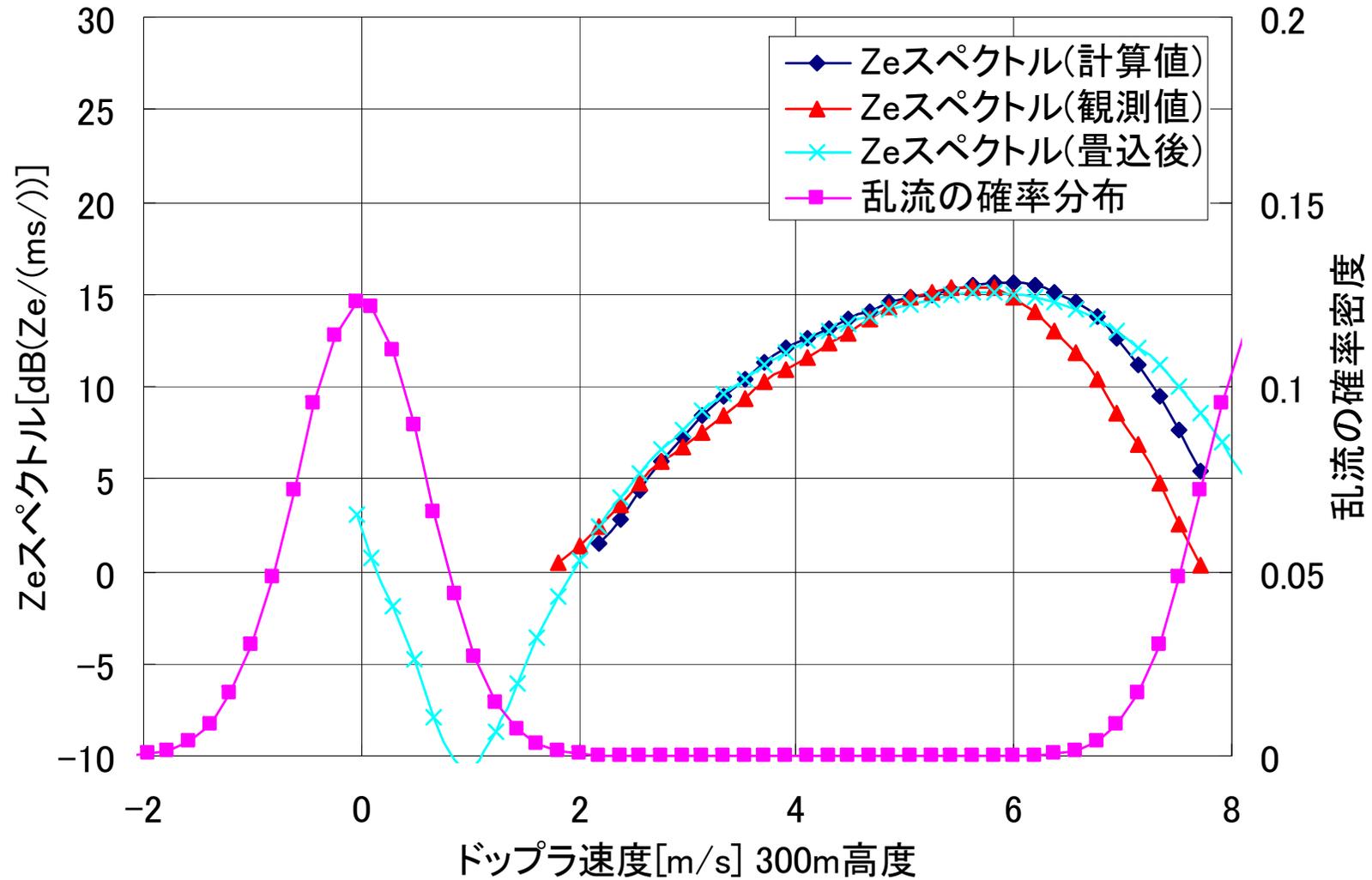
500m



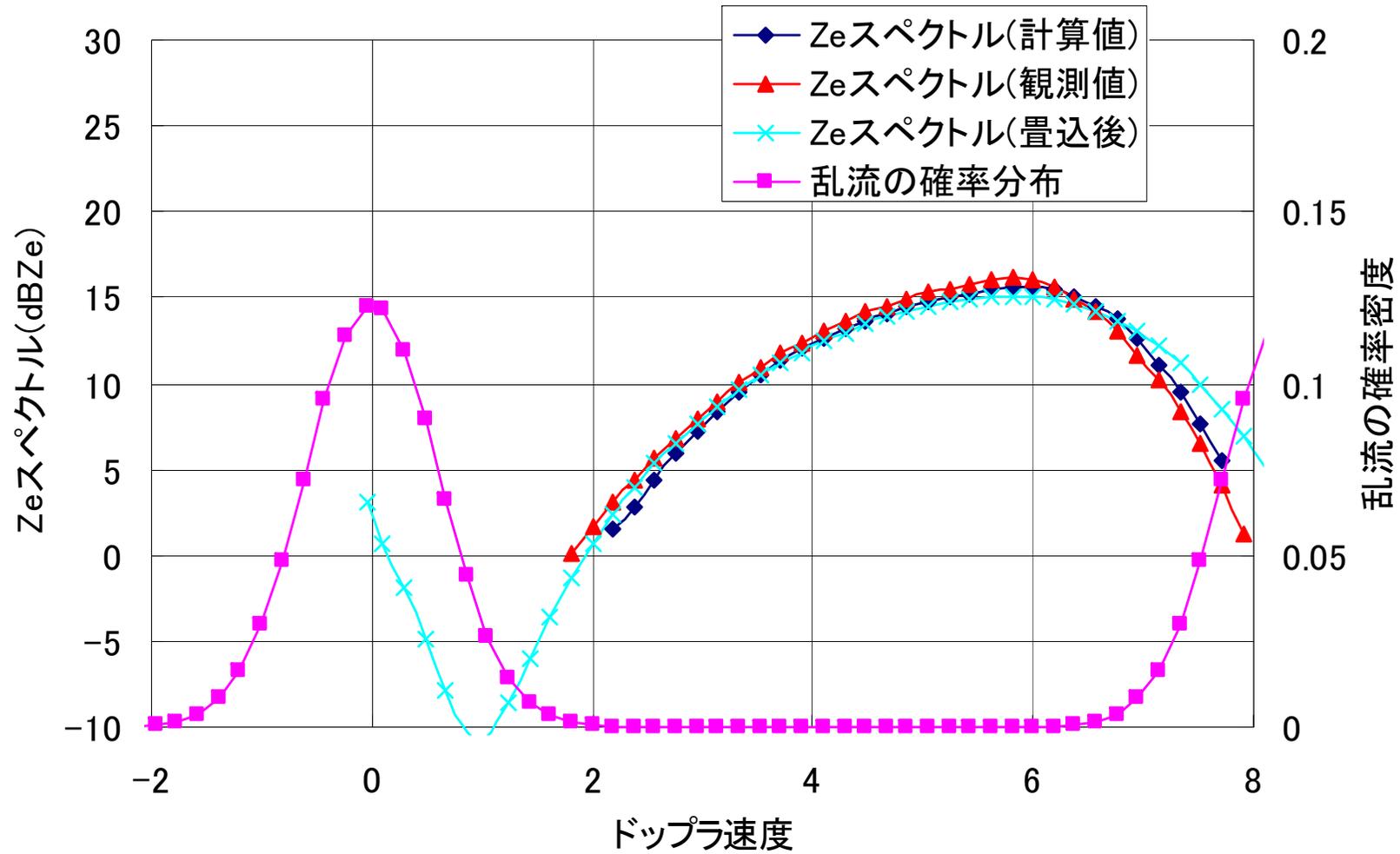
400m



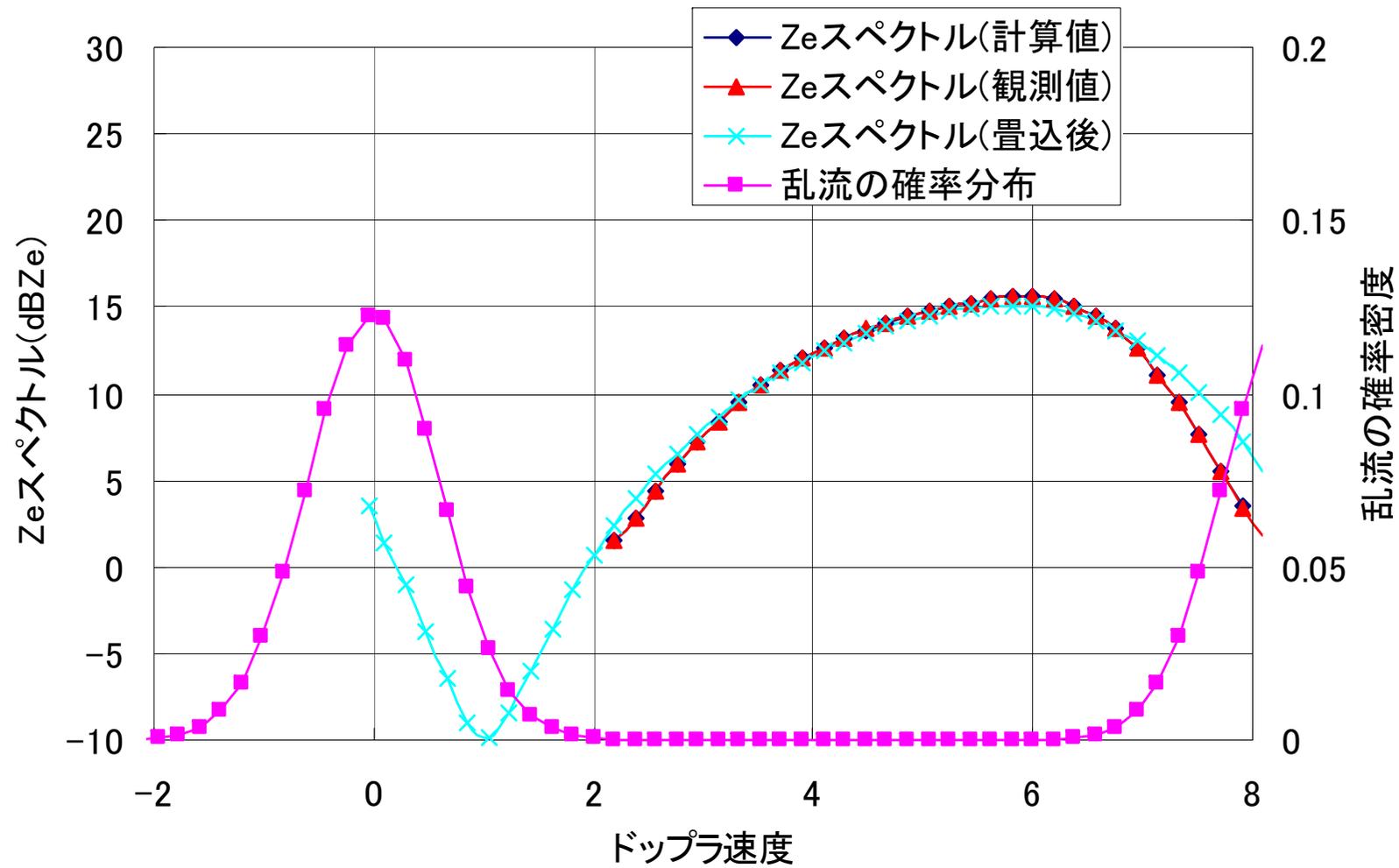
300m



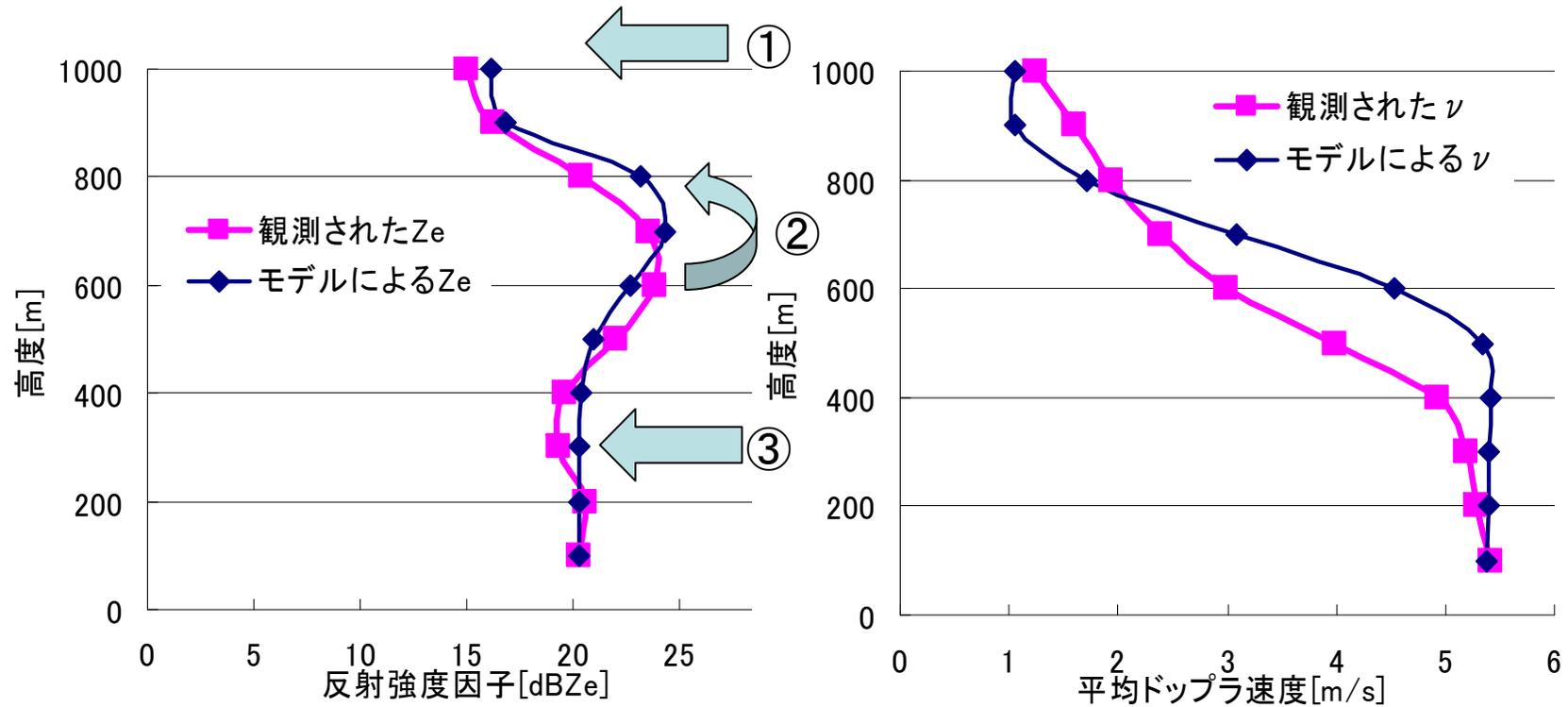
200m



100m



4. 観測と計算の比較



4. 観測と計算の比較

- ① 融解層上端である1000m高度でのZeはモデルによる計算が観測値より大きい
→現実には粒子が併合しており、Zeが減少
- ② Zeの極大値が出現する高度は観測値より上方である
→熱交換の効率(全粒子が均一でない)
- ③ 融解層下部に対応する300m高度では観測値より大きい
→現実には粒子が併合しており、Zeが減少

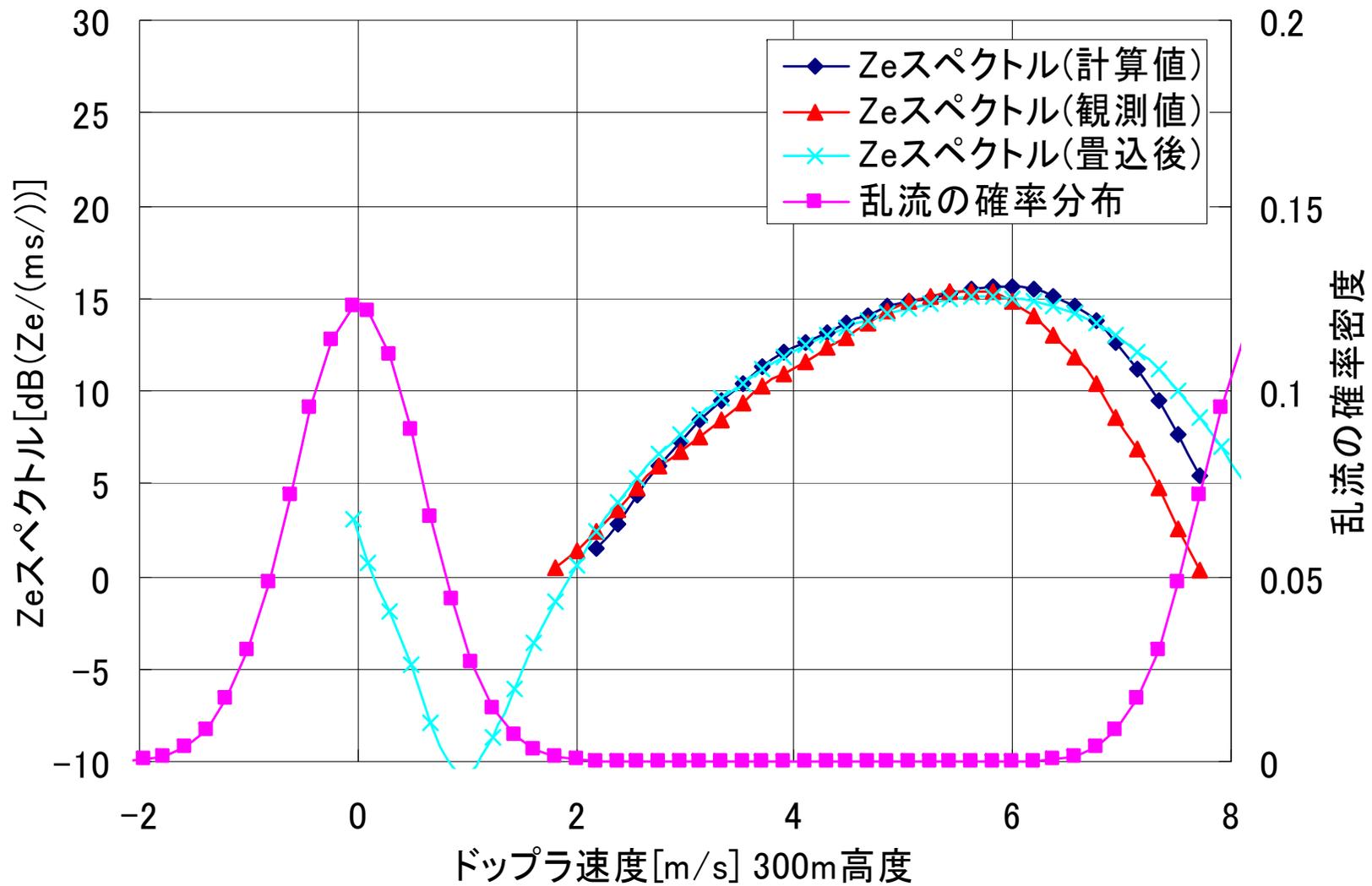
6まとめ

- ① MRRは降水粒子の融解状況の観測に有効である。
- ② 融解粒子のモデルは弱い降水についてMRR観測とよい一致を示した。
- ③ 融解層より上の雪の粒径分布は乱流の影響がありドップラスペクトルによる直接観測は難しい。この点については数値モデルの結果や人工衛星の観測値を利用するなどの工夫が必要である。

今後の課題

- ④ 粒子融解の熱交換の効率を考慮する。
- ⑤ 融解層の上部と直下で、計算による Z_e は観測に比べて大きい。
併合の結果、観測では、 Z_e が減少していると考えられ、モデルでも併合・分裂を考慮する。

5③300m高度での違い



5. ①③レイリー散乱の補正係数

