

図1. 断層の動的破壊時の流体圧、すべり速度、温度の時間変化のシミュレーション結果. 圧力、速度、温度、時間は無次元量. 赤い線は $\alpha_f / \alpha_s = 21$ の場合、緑色の線は $\alpha_f / \alpha_s = 4.2$ の場合を示す. α_f , α_s は液相、固相の熱膨張率を表す.

図2. 断層端位置の時間変化. 濃淡で示した多数の系列は全て、既存弱面が破壊し滑り Δu が $0 < \Delta u < Dc$ である領域 (断層端付近のプロセスゾーン) を示す. 白抜き矢印で指し示した二本の系列は、それぞれ、断層面外破壊を考慮したモデル (黒色) と、それを考慮しない従来のモデル (濃灰色) の主断層を表す. 双方とも主断層面上の摩擦パラメータは一樣であり、値は同一である. 縦に伸びる薄灰色で示した系列群は、 $y / \Delta s = -0.6$ 上に配置された (主断層に最近接する) 微小亀裂群を表す. 図中の α , β , c_r は、それぞれ、P波速度、S波速度、レーリー波速度 ($\equiv 0.92\beta$) を示す.

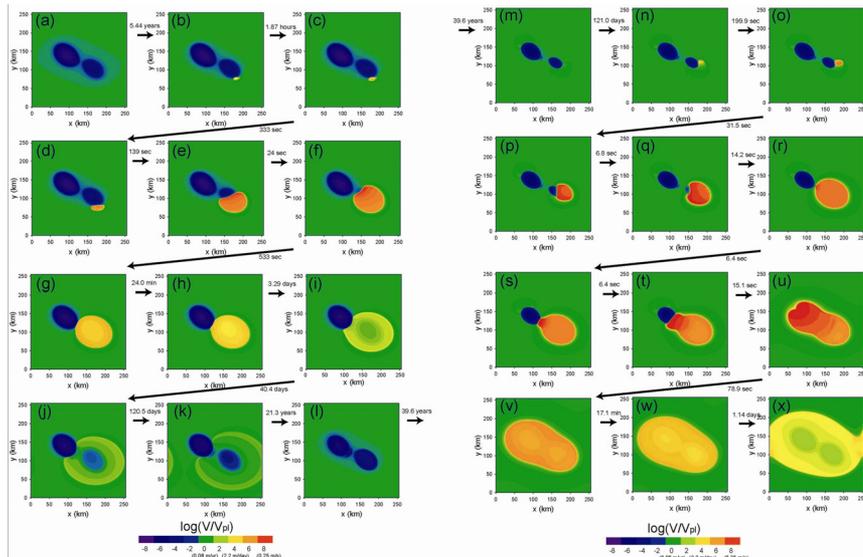
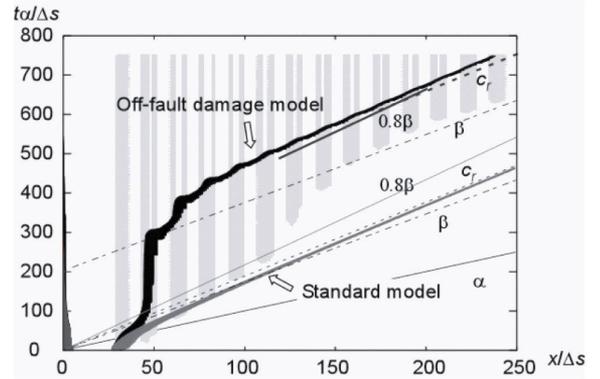


図3. 三陸沖のプレート境界を想定した地震サイクルシミュレーションの結果. プレート境界面のすべり速度のスナップショットを示す. すべり速度はプレート相対運動速度で規格化し対数をとっている. (a) ですべり速度が小さく強く固着している2つの楕円状領域がアスペリティを表す. (e, f) では右下のアスペリティが破壊される地震が発生する. (p-u) では2つのアスペリティがともに破壊され巨大地震が発生する.

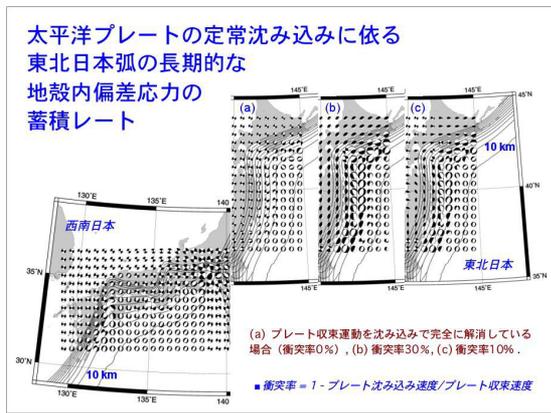
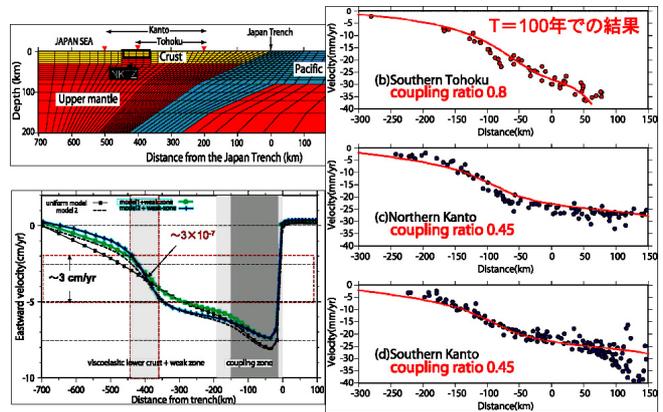


図4. 太平洋プレートの定常沈み込みによる東北日本弧の長期的な地殻内偏差応力の蓄積レート. (a) プレート収束運動を沈み込みで完全に解消している場合 (衝突率0%). (b) 衝突率30%の場合. (c) 衝突率10%の場合. 西南日本については, 伊豆半島の付け根で完全衝突, それ以外のプレート境界では完全沈み込みとしている. 震源球の大きさは応力蓄積レートの対数に比例する.

図5. 新潟-神戸歪集中帯の粘弾性不均質FEMによるモデル化. (左上図) 有限要素メッシュ: 地殻と沈み込む太平洋プレートは弾性, マントルはマックスウェル粘弾性体 (緩和時定数5年) とした. 歪集中帯の下下部地殻はマントルと同じ物性とした. (左下図) 太平洋プレートが系の緩和時間より長期にわたって固着している場合の東向への変位速度分布: 歪集中帯における観測値 3×10^{-7} を満たすには, 歪集中帯の下で弾性的上部地殻の厚さが15kmとすると, 周りの半分程度の弾性定数を持つモデル (青) が必要となる. (右図) 南東北, 北関東, 南関東におけるGPSの変位速度分布とモデルによる計算値: それぞれの地域でのカップリングを0.8, 0.45, 0.45と仮定している.



H = 1000 km のケース: スナップショット

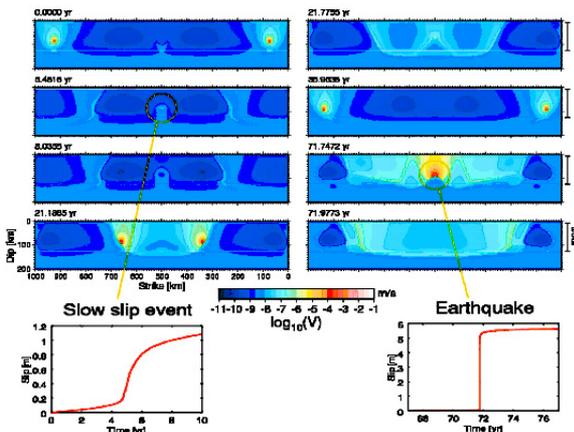


図6. 海溝軸と平行な方向に均質な摩擦パラメータ分布を持つ沈み込みプレート境界での

3次元地震発生サイクルシミュレーション: 海溝に沿っての長さ $H=1000\text{km}$ の場合のすべり速度のスナップショット. $H < 300\text{km}$ の場合は走向方向の中央部で固有地震が周期的に発生するのに対し, ここに示したように, $H = 1000\text{km}$ となると色々な場所で色々な大きさを持つ通常地震とゆっくり地震が発生するようになる.

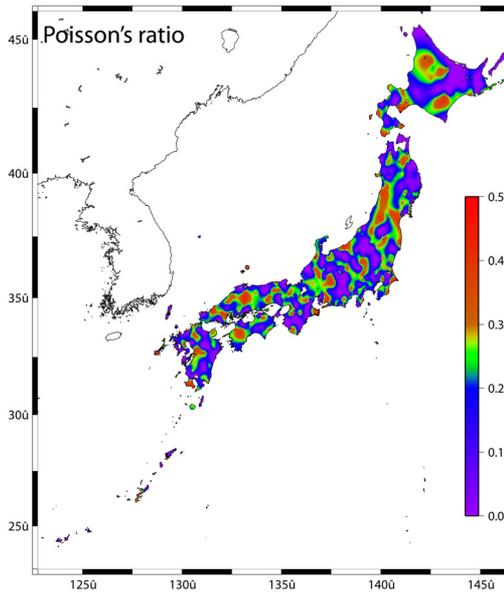


図7. 弾性逆解析手法に基づきGPSデータから推定した日本列島のポアソン比の分布.

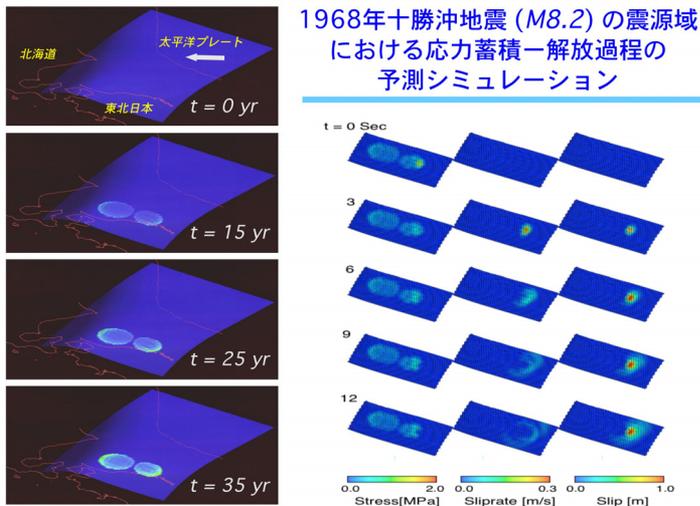


図8. 1968年十勝沖地震 (M8.2) の震源域における応力蓄積—解放過程の予測シミュレーション. 左: プレート沈み込みによる震源域での準静的な応力蓄積過程. 右: $t = 35 \text{ yr}$ の応力状態で強い擾乱を与え強制的に動的破壊を起こそうとしたシミュレーション. この場合, 震源域の応力蓄積が臨界状態に達していないので, 動的破壊は加速することなく停止する.