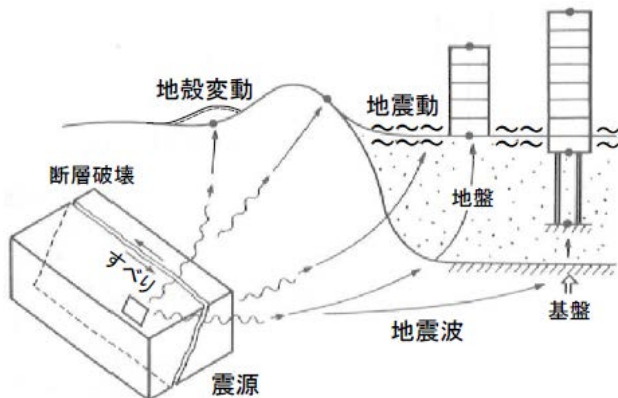


メンバー (* 協力教職員)

横瀬一起(教授)koketsu@eri.u-tokyo.ac.jp
 三宅弘恵*(准教授)hiroe@eri.u-tokyo.ac.jp
 鈴木舞・司宏俊・Rami Ibrahim(研究員), 小林広明・尹淳恵・引田智樹・Diao, Hongqi・瀬口大誠・高野和俊・村上謙(大学院生)

研究テーマ

地震という現象の始まりは震源の断層運動ですが、それによる揺れが地球を伝わる現象(地震波)や、伝わった先の地面が揺れたり(地震動)、隆起・沈降する現象(地殻変動)があつて完結します(下図)。この研究室では「地震の揺れを科学する¹」を研究テーマとしており、災害につながる強い揺れ(強震動)や長周期地震動など、地殻変動を含むいろいろな揺れが研究対象です。



震源の解析

おおもとの震源は当然、揺れに大きな影響を及ぼすので、そこでの断層運動の詳細(震源過程)を明らかにする研究を進めています。

たとえば、関東大震災という大きな災害をもたらした1923年関東地震には、80年以上前にも関わらず、かなりの地殻変動や地震動のデータが残っており、それらを解析することにより、この地震は相模湾から沈み込むフィリピン海プレート上の断層面が、図1の矢印の方向に急激にすべったことで発生したことがわかりました。すべりの分布は均等ではなく、大きくすべった部分が神奈川県南西部と浦賀水道に存在します。これらはアスペリティと呼ばれ、揺れの発生には鍵となる要素ですので、その実体を解明することは重要な研究課題です。本研究室が参加した大都市大震災軽減化特別プロジェクトでは、この断層面を横切る反射法探査が行われ、アスペリティ部分でプレート上面が地震波を反射させる効率が弱いことを発見しまし

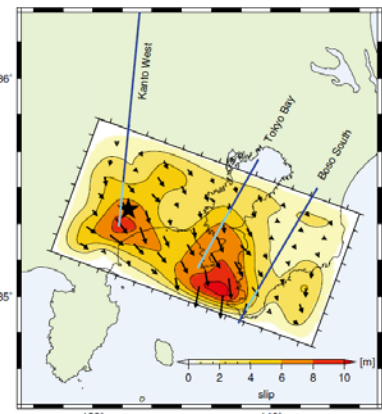


図1. 1923年関東地震の断層面と断層すべりの分布

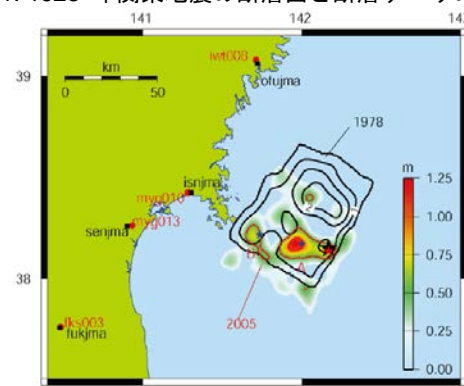


図2. 1978年と2005年宮城県沖地震のすべり分布の比較

た(図1の中の測線の水色部分)。このことはアスペリティの物性について大きな示唆を与えています(Science誌2005年7月15日号に掲載)。

また、宮城県沖地震に対しても同様の解析を行って(図2)、1978年の地震の南側のアスペリティが2005年の地震のときにも破壊したことを確認できました(2008年Journal of Geophysical Research誌に掲載)。しかし、2011年東北地方太平洋沖地震は、震源域に宮城県沖の領域を含むにも関わらず、まったく異なるすべり分布(図3)を示すことが明らかになりました(2011年Geophysical Research Letters誌に掲載)。

このほか、GPSの全国ネットワークで観測された平時の地殻変動を解析して、東北地方太平洋沖地震の直前9年間に、スロースリップが広い範囲で起きていることを発見しました(博士論文が受賞、2015年

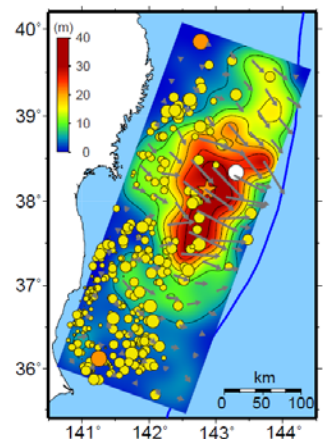


図3. 東北地方太平洋沖地震の断層面と断層すべりの分布

¹ 同じタイトルの本がありますが、われわれが元祖です。

Nature Communications 誌に掲載). 強震動におけるディレクティビティ効果も兵庫県南部地震以来、ネパールのゴルカ地震 (2016 年 Scientific Reports 誌に掲載) や熊本地震まで継続的に研究を行っています.

地下構造の解析

揺れに関する研究を行う上で重要なのは、地球の内部構造、特に身近にあって地震波・地震動や地殻変動に大きな影響を及ぼす地殻やプレート、あるいはそれらを覆う堆積層の構造を解明することです. そのために地震波のレイトレーシング法を開発したり、日本列島下の S 波速度や Q 値のトモグラフィ解析を行いました (図 4). また、地震探査と重力探査のデータを併せてインバージョンする手法も開発して、関東平野や大阪平野の精密な地下構造を明らかにしました (図 5). 政府の地震調査研究推進本部による全国 1 次地下構造モデルはわれわれの研究室が作成したものです. しかし、現実的な地震動を再現できるような構造モデルを得るためには、揺れの波形そのものを使うなど、モデル化の画期的なブレークスルーが必要で、その探求も併せて行っています.

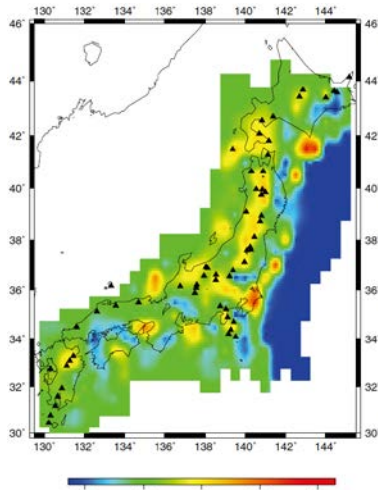


図 4. 深さ 40km の Q 値分布 (赤いほど減衰大). 火山帯で低 Q, 太平洋プレートで高 Q が見える

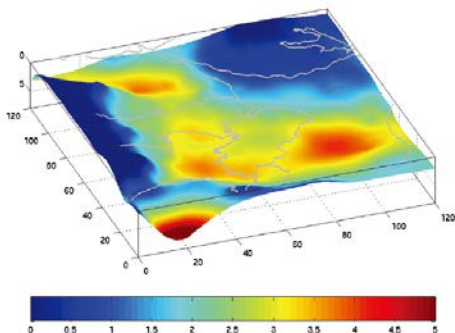


図 5. 関東平野の三次元地下構造. 堆積層の下にある硬い岩盤 (基盤) の形状が km 単位で示されている

地震動の観測とシミュレーション

地震波・地震動や地殻変動の研究も、その原動力と

なるのは観測とシミュレーションです. 地震動がいかにかに形成されるかを明らかにするため、伊豆・駿河湾地域、首都圏南部などで強震観測網を展開しています. 最近の新潟県中越地震、福岡県西方沖地震、能登半島地震、新潟県中越沖地震、岩手・宮城内陸地震、熊本地震などでは臨時の観測を行いました.

また、関東平野には各種機関の強震観測点が約 600 点ありますが、そのデータを広く収集するシステム (SK-net) を共同開発し、平野内を長周期地震動がいかにかに伝わっていくかを明らかにしました (Science 誌 2000 年 5 月 19 日号に掲載). 西の山側に比べて東京湾岸では伝わる速度が非常に遅いため両者の波面が離れてしまいます. この分離を補うように新たな斜めの波面が現れて平野を横切っていくのが見えます (図 6). さらに、図 5 の三次元地下構造に対して地震動シミュレーションを行い、この観測事実がほぼ再現できることを確認しました (図 7). こうしたデータの活用と新しいシミュレーション手法の開発を通して、地震調査研究推進本部の 2009 年と 2012 年の長周期地震動予測地図はわれわれの研究室が作成したものです.

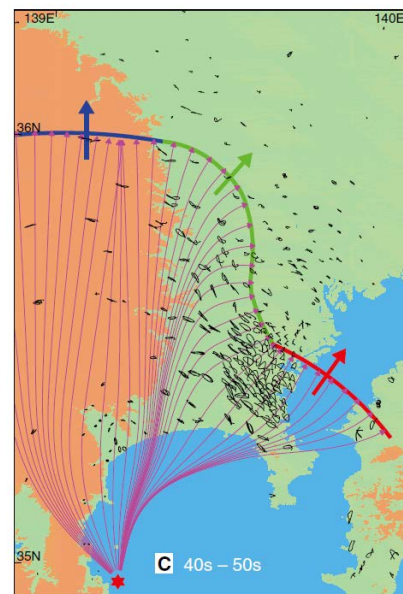


図 6. 伊豆半島東方沖の地震 (星印) から地震動が関東平野を伝える様子

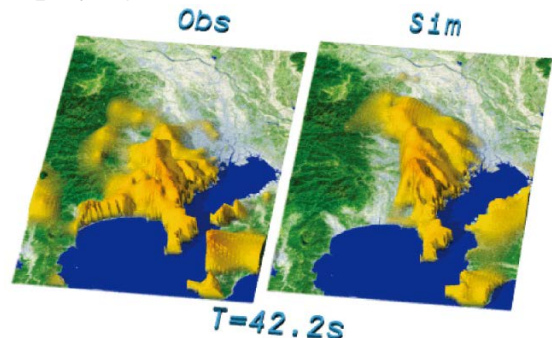


図 7. 地震動伝播の観測 (Obs) とシミュレーション (Sim)