

Seismic cycle in Taiwan derived from GPS measurements

Anne Loevenbruck^{a,*}, Rodolphe Cattin^a, Xavier Le Pichon^b, Marie-Laure Courty^a, Shui-Beih Yu^c

^a Laboratoire de géologie, École normale supérieure, 24, rue Lhomond, 75231 Paris cedex 05, France

^b Collège de France, 6, place Marcelin-Berthelot, 75005 Paris, France

^c Institut of Earth Sciences, Academia Sinica, PO Box 1-55, Nankang, Taipei, Taiwan

Received 15 January 2001; revised 26 March 2001

Abstract – The present-day displacement field in Taiwan based on geodetic measurements is interpreted in terms of seismic cycle strain fields due to the subduction of the China margin. We model the surface displacements, using dislocation theory, as due to variable slip on buried faults in an elastic half-space. The interseismic velocities are interpreted as a seismic slip on a 10 km deep ‘déchollement’ leading to strain accumulation on the locked Chelungpu thrust fault (CTF), and on the partly locked Longitudinal Valley fault. The slip model on the CTF that we obtain for the Chichi earthquake, is consistent with some of the main features of the slip distribution seen in seismological and geological results. The slip increases both toward the surface and northward. The inferred WNW–ESE northern end of the rupture surface coincides with the Sanyi transfer fault zone. We conclude that the results obtained are compatible with a simple model of subduction of the Chinese margin. © 2001 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

elastic modelling / dislocation / seismic cycle / Chichi earthquake / GPS / Taiwan

Résumé – Cycle sismique à Taiwan d’après les données GPS. Le champ de déplacement mesuré à Taiwan par GPS est interprété en termes de cycle sismique associé à la subduction de la marge chinoise dans cette région. À partir de la théorie des dislocations, nous modélisons les déplacements en surface par des distributions de glissement sur des failles dans un demi-espace élastique. Les vitesses intersismiques sont interprétées comme résultant du glissement asismique sur un déchollement transférant les contraintes sur la faille bloquée de Chelungpu (CTF) et sur la faille partiellement bloquée de la Vallée longitudinale. Pour le séisme de Chichi, les glissements obtenus sur la faille de Chelungpu sont compatibles avec les distributions de glissement déterminées à partir des observations sismologiques et géologiques, le glissement augmentant à la fois vers la surface et vers le nord. Au nord, la terminaison WNW–ESE de la rupture déduite de la modélisation coïncide avec la zone de failles de transfert de Sanyi. En conclusion, nous interprétons les résultats à l’aide d’un modèle simple de subduction de la marge chinoise. © 2001 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

modèle élastique / dislocation / cycle sismique / séisme de Chichi / GPS / Taiwan

Version abrégée

1. Introduction

À Taiwan, la convergence entre la plaque de la mer des Philippines et l’Eurasie a conduit à la collision de l’arc volcanique de Luzon et de la marge chinoise entre deux zones

de subduction à polarité opposée, les fosses de Manille et de Ryukyu (*figure 1*). À l’ouest, les séismes tels que celui de Chichi ($M_w = 7,6$), le 20 septembre 1999, sont rares par rapport au domaine oriental, mais plus destructeurs, car ils affectent des régions plus peuplées (*figure 2a*).

Les nouvelles données GPS (*Global Positioning System*) et les études sismologiques offrent la possibilité de quan-

* Correspondence and reprints.

E-mail address: loeven@geologie.ens.fr (A. Loevenbruck).

tifier la déformation liée au cycle sismique. L'Institut de Earth Sciences de l'Academia Sinica (IESAS), et le Central Geological Survey (CGS) nous ont fourni les données GPS de 1990 à 1995 qui caractérisent le champ de vitesse intersismique [16] et celles de 85 sites pour les déplacements associés au séisme de Chichi. La solution focale du séisme par le Central Weather Bureau est en accord avec un glissement sur le chevauchement de Chelungpu (CTF), de direction sub-méridienne et de pendage 20–30° vers l'est. La rupture en surface [17], de direction proche de nord-sud sur sa plus grande partie, se termine, au nord, en s'incurvant vers l'est. Ces observations sont réunies sur la *figure 2*. Alors que la déformation intersismique est distribuée à travers toute la chaîne entre le CTF et la faille de la Vallée longitudinale (LVF) à fort pendage vers l'est (45–50°), les déplacements cosismiques sont confinés à une étroite zone proche du CTF (*figure 3*).

Nous associons respectivement ces observations intersismiques et cosismiques à un glissement asismique sur un décollement subhorizontal, responsable d'une accumulation de contrainte élastique sur le CTF et sur la LVF, et à un relâchement de contraintes sur le CTF.

Nous présentons l'approche et les hypothèses de la modélisation, puis nous discutons les résultats et, enfin, nous proposons des implications en termes de failles actives.

2. Modélisation

La théorie des dislocations dans un milieu homogène semi-infini est communément employée pour modéliser les déformations aussi bien intersismiques que cosismiques [10, 12]. Les processus de surface (érosion-sédimentation) et les effets anélastiques sont alors négligés.

2.1. Modélisation intersismique

Le modèle de dislocation de Savage [12], le plus souvent utilisé pour les zones de subduction, considère deux termes : un terme constant, équivalant à un glissement stable sur tout le chevauchement, et un terme cyclique, représentant le comportement en « glissement saccadé » de la zone sismogénique. La déformation liée au terme constant est alors supposée négligeable. Pour tenir compte, au contraire, de cette déformation à long terme, nous utilisons ici une dislocation simulant une zone de cisaillement asismique. L'approche utilisée s'appuie sur les formulations analytiques développées par Singh et Rani [14]. Elle permet de déterminer, pour un modèle 2-D, le glissement et les paramètres de faille (pendage et longueur), associés au champ de vitesse intersismique observé.

2.2. Modélisation cosismique

Les mesures cosismiques GPS associées au séisme de Chichi permettent de définir un modèle de dislocation 3-D, qui utilise la solution point source d'Okada [11]. Le code analytique de Flück et al. [4] a été modifié, afin d'introduire une géométrie en plat et rampe de la zone sismogénique dérivée de coupes structurales [2, 15]. Ce plan de faille est décrit par 23 100 points source, pour chacun desquels est attribué un vecteur glissement (norme et azimut). Le

champ de déplacement final est la somme, sur tout le plan, des solutions de chacune des sources élémentaires. Afin de réduire le nombre de paramètres, nous fixons la géométrie de la faille, et admettons des variations linéaires du glissement (avec la profondeur et la latitude) et de l'azimut le long de la partie sub-méridienne de la faille ; enfin, nous supposons l'azimut constant sur sa courbure septentrionale.

3. Résultats

3.1. Période intersismique

Les mesures du réseau GPS taiwanais entre 1990 et 1995 fournissent un champ de vitesse horizontal complet par rapport à l'archipel de Penghu, à l'ouest de Taiwan (*figure 2a*). Nous définissons une coupe WNW-ESE coupant en son centre la zone de rupture de Chichi, sur laquelle sont projetées les vitesses des sites GPS situés à moins de 20 km de part et d'autre de la section. La vitesse augmente graduellement vers l'est, hormis au passage de la LVF (*figure 3a*). Ces observations conduisent à décomposer la convergence, environ 80 mm·an⁻¹, en 35 mm·an⁻¹ sur la LVF et en 45 mm·an⁻¹ transférés sur le CTF par l'intermédiaire d'un décollement plat (*figure 3b*). En accord avec la sismicité telle qu'elle est interprétée par Carena et al. [2] et Hirata et al. [5], ce décollement est positionné à 10 km de profondeur et connecté au CTF bloqué. Nous étendons également la zone bloquée de la LVF jusqu'à 10 km, le saut de vitesse à son passage, interprété comme du glissement asismique [1, 16], étant modélisé par une zone superficielle non bloquée. La zone contrainte par les données GPS s'éloignant peu des failles, la vitesse horizontale accommodée à travers celle-ci (50–55 mm·an⁻¹) ne représente donc pas la vitesse de convergence totale. Il faut s'éloigner d'au moins 300 km à l'est de la LVF pour atteindre la vitesse en champ lointain.

Ce modèle reproduit correctement le champ de vitesse observé, avec des limitations liées à la simplicité de la géométrie et de la décomposition de la convergence. Il suggère que l'accumulation de contrainte intersismique a lieu sur deux zones sismogènes, l'une associée à la zone de rupture du séisme de Chichi, l'autre à la LVF.

3.2. Le séisme de Chichi

Les déplacements mesurés le long de la rupture en surface augmentent vers le nord. Les soulèvements vont de 1 à 8 m et les mouvements horizontaux sont orientés vers le nord-ouest, avec une composante nord plus forte à l'extrémité septentrionale [6, 8]. Les mouvements cosismiques, cohérents avec ces observations de terrain, suggèrent un jeu inverse sur un plan à faible pendage vers l'est, avec une composante senestre croissant vers le nord.

La géométrie de la faille est modélisée à partir d'une section en rampes et plats d'après Suppe [15] et Carena et al. [2] (*figure 2b*). En l'absence de données suffisantes définissant la géométrie de la faille en profondeur, nous extrapolons latéralement cette section, le long de la trace de la rupture en surface reportée par Yuichi Sugiyama, du

Geological Survey of Japan [17]. Le mouvement enregistré au site A contraint à étendre la courbure septentrionale vers l'est, comme on l'a indiqué sur la *figure 6*.

Nous étudions les variations du champ de déplacement en surface en fonction de la distribution du glissement (*tableau et figure 5*). Dans un premier temps (modèle 1), le vecteur glissement est supposé constant, 10 m vers N310°, excepté pour la portion incurvée, où l'azimut est N350°. Ainsi que le montre la *figure 5*, les résidus (déplacement mesuré moins déplacement calculé) conduisent à introduire successivement une variation linéaire du glissement de 6 à 15 m, du sud vers le nord (modèle 2), puis une décroissance linéaire avec la profondeur, telle que le glissement soit nul à l'extrémité inférieure de la faille (modèle 3), et finalement une variation linéaire de l'azimut du sud vers le nord de N300° à N320°, pour la portion sub-méridienne (modèle 4). Cette distribution du glissement correspond, pour des modules d'Young de 10 et 100 GPa, à des magnitudes M_w respectivement de 7,1 et 7,8, et est donc en accord avec la magnitude $M_w = 7,6$ du séisme.

Le glissement est par conséquent orienté vers le nord-ouest; il décroît avec la profondeur et vers le sud, avec une composante nord plus importante au nord. Cette distribution du glissement et la géométrie de la faille sont présentées sur la *figure 3*. La composante senestre augmente vers le nord et diminue brutalement le long de la courbure, où le mouvement est essentiellement inverse. Les déplacements en surface calculés avec ce modèle (*figure 6*) sont globalement en accord avec ceux observés (*figure 2b*), y compris dans la zone septentrionale. Nous assimilons les résidus (*figure 6b*) à des hétérogénéités locales de déplacements ou à des effets non élastiques, que la simplicité de notre modèle ne permet pas de simuler.

4. Discussion et conclusion

La confrontation des mesures GPS avec les déplacements calculés par des modèles de dislocation a permis de

proposer une description simple du cycle sismique dans la région de Taiwan.

Pour la phase intersismique, nous avons montré que les déplacements GPS pouvaient être interprétés comme étant le résultat d'un glissement asismique sur un niveau de décollement subhorizontal localisé à 10 km de profondeur. Ce modèle reste cependant préliminaire. Les variations avec la latitude des vitesses intersismiques devraient être considérées, afin d'obtenir un modèle à trois dimensions et ainsi de prendre en compte l'évolution de la collision du nord au sud. De plus, une approche thermique apporterait une information importante sur la part de la déformation ductile dans la croûte et donc sur la nature de ce décollement.

Pour la phase cosismique, la sismologie [6] montre que le séisme de Chichi, nucléé au sud de la rupture, s'est propagé vers le nord avec un glissement croissant, confirmé par la modélisation élastique. La rupture se termine, au nord, sur une courbure, qui doit s'étendre au moins à 20 km vers l'est et qui coïncide avec la zone de transfert de Sanyi, orientée au N140° [3]. La distribution de glissement obtenue peut en partie être due à l'action des fluides. En effet, la décroissance du glissement avec la profondeur suggère que l'accumulation de contraintes est maximale dans la partie superficielle de la croûte, où la pression de fluides est minimale.

L'approche proposée permet d'interpréter l'ensemble des données géodésiques en terme de cycle sismique (*figure 7*). Au cours de la phase intersismique, la convergence entre la plaque des Philippines et l'Eurasie est accommodée par du glissement asismique. Ce glissement est responsable d'une accumulation de contraintes au niveau de la terminaison profonde de la faille de Chelungpu. Ce modèle simple suggère que la lithosphère de la marge sud-chinoise plonge sous l'île de Taiwan le long d'un chevauchement majeur, dont la rampe émergente rompt durant de grands séismes récurrents.

1. Introduction

In Taiwan, the 70–80 mm·yr⁻¹ estimated convergence rate between the Philippine Sea Plate (PH) and Eurasia (EU) in N310°E direction [13, 16] leads to the collision between the Luzon volcanic arc and the Chinese margin. This collision, propagating southward, occurs in a transitional area between two subduction zones of opposite polarity. To the north, the PH subducts northward along the Ryukyu Trench. To the south, the South China Sea plunges eastward beneath the Luzon Arc along the Manila Trench (*figure 1*). Seismicity is distributed over the whole island, but more densely to the east (*figure 2a*). On the central and western sides, earthquakes such as the Chichi earthquake of 20 September 1999 ($M_w = 7.6$) are

less frequent but have a greater destructive impact as they occur next to populated areas.

Interseismic deformation in Taiwan is now well constrained by seismic data and the 131 stations of the 'Taiwan Global Positioning System (GPS) network' surveyed from 1990 to 1995 [16]. The Institute of Earth Sciences, Academia Sinica (IESAS) and the Central Geological Survey (CGS) have collected 85 GPS data associated with the Chichi event. The fault plane solution from the Central Weather Bureau Seismological Center (CWB) is consistent with slip along the sub-meridian Chelungpu thrust fault (CTF), which dips to the east at 20–30°. The surface rupture [17] trending north–south along its major part ends to the north on an east-bending trace. These observations are summarised in *figure 2*. Whereas most of the interseismic deformation is distributed over the whole

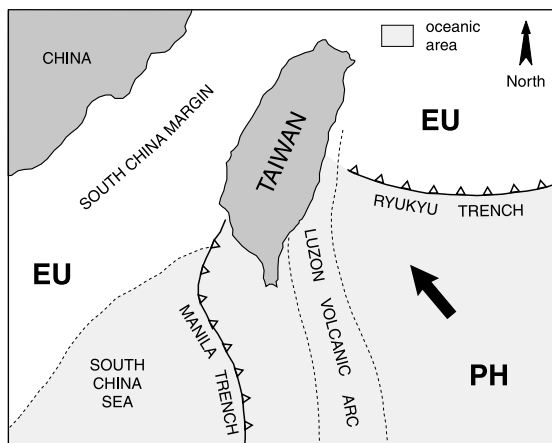


Figure 1. Geodynamic framework of Taiwan.

Figure 1. Cadre géodynamique de Taiwan.

mountain belt between the CTF and the 45–50° east-dipping Longitudinal Valley fault (LVF), the Chichi coseismic displacement field is confined within a narrow zone near the CTF.

We model these observations for both coseismic and interseismic processes in terms of elastic strain accumulation and release on the CTF due to aseismic slip along a subhorizontal ‘décollement’. We first describe the modelling approach and assumptions. We next discuss the result for coseismic and interseismic processes. Finally, we propose some geophysical implications for the active faulting in this area.

2. Modelling approach

The theory of dislocations is commonly used to model both interseismic and coseismic displacements [10, 12]. Displacements are calculated using elastic dislocations buried within a homogeneous elastic half space. Surface processes (erosion–sedimentation) and anelastic deformations are therefore neglected.

2.1. Interseismic modelling

For subduction zones, most authors use the seismic cycle model of Savage [12], which considers two terms: a steady-state term equivalent to stable sliding along the whole thrust fault, and a cyclic term representing the stick-slip behaviour of the seismogenic zone. To reproduce the locking of the seismogenic portion during the interseismic period, the cyclic term takes the form of a back-slipping elastic dislocation and the long term deformation is assumed negligible. Although it has been shown to account for most of the observations [7], the validity of this assumption has been questioned [9]. Therefore in this paper, we rather use buried dislocations that simulate a creeping zone. Following Singh and Rani [14], we employ a

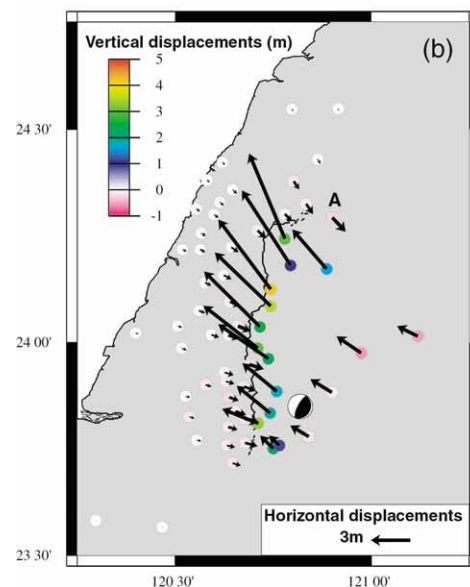
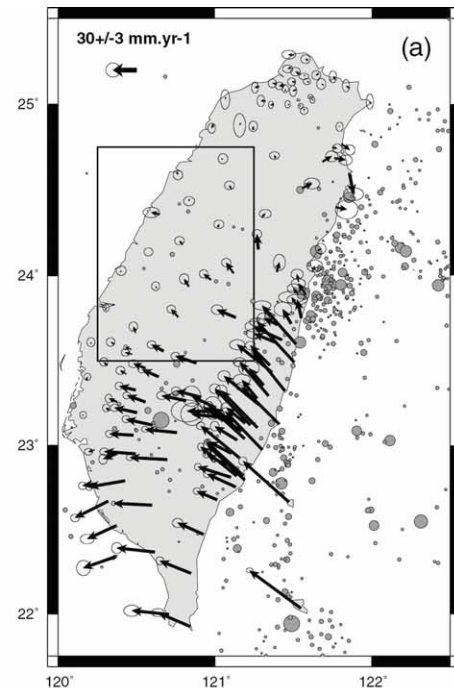


Figure 2. a. GPS observations from 1990 to 1995 relative to station Paisha, Penghu archipelago, west of Taiwan, supplied by the IESAS, the 95 % confidence ellipse is shown at the tip of each velocity vector. Distribution of earthquakes less than 35 km deep from Engdahl catalogue (grey circles). b. Data relative to the Chichi earthquake, horizontal (vectors) and vertical (circles) GPS displacements from the IESAS and the CGS, fault plane solution of the main shock from the CWB and surface rupture.

Figure 2. a. Données GPS de 1990 à 1995 par rapport à la station Paisha, archipel de Penghu, à l’ouest de Taiwan, fournies par l’IESAS ; les ellipses d’erreur à 95 % sont données à l’extrémité de chaque vecteur vitesse. Sismicité de moins de 35 km de profondeur d’après le catalogue Engdahl (cercles gris). b. Données relatives au séisme de Chichi, déplacements GPS horizontaux (vecteurs) et verticaux (cercles) fournies par l’IESAS et le CGS, mécanisme au foyer du choc principal du CWB et rupture en surface.

two-dimensional dip-slip model in order to obtain the slip and the fault parameters (dip angle, length) associated with the measured interseismic surface displacements.

2.2. Coseismic modelling

The distribution of the GPS coseismic measurement allows a more refined dislocation model to account for both vertical and horizontal surface displacements associated with the Chichi earthquake. The seismogenic fault zone is described using a three-dimensional dislocation model based on the point source solution of Okada [11]. We use the analytical code improved by Flück et al. [4] that was modified in order to incorporate polynomial description of the ramp and flat fault geometry based on cross-sections from Suppe [15] and Carena et al. [2]. This ramp and flat geometry is extrapolated laterally and thus assumed to be two-dimensional along the sub-meridian portion of the fault, parallel to the surface fault break mapped by Yuichi Sugiyama of the Geological Survey of Japan [17]. The CTF is characterised by a merging thrust connecting eastward to a deeper ramp through a 5–6 km deep flat. This is described by a set of curves, defined by the co-ordinates of the upper and the lower edges of the fault and the dip angle of the fault at these two extensions. The fault surface is meshed with 23 100 triangular elements that are approximated by a point source at their centre of mass. A slip and azimuth is assigned to each element. The final displacement field is obtained by summing the solution of each elementary source over the whole fault surface. In order to reduce the number of parameters, we impose the fault geometry and we assume linear variations both of slip with depth and latitude and of the azimuth along the sub-meridian part of the fault. A constant azimuth is inferred on the northern bend.

3. Results

3.1. Interseismic period

The 1990 to 1995 measurements of the Taiwan GPS network provide a complete horizontal velocity field relative to the Penghu archipelago, west of Taiwan (figure 2a). Through the whole island, we define across the Chichi rupture a WNW–ESE cross-section along which the geodetic velocities up to 20 km from the section are projected. The rates increase eastward gradually in the western part and abruptly to the east crossing the LVF (figure 3a). These observations lead us to consider two locked structures that coincide with the CTF and the LVF. Therefore we decompose the convergence rate of $\sim 80 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$,

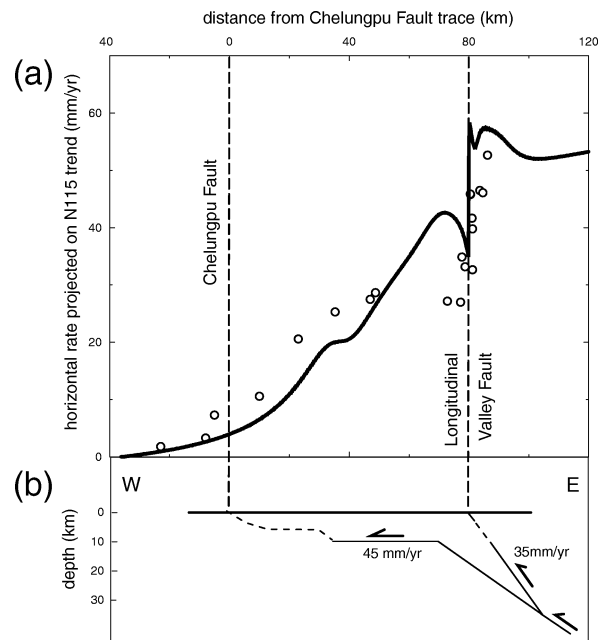


Figure 3. a. Interseismic velocities along a WNW–ESE cross-section. Projected GPS data are presented with white circles. Black line indicates velocity field inferred from the elastic modelling shown in figure 4b. **b.** Geometry and slip of the dislocation model (black line). Dashed line shows the locked zone of Chelungpu and Longitudinal Valley faults.

Figure 3. a. Vitesses intersismiques le long d’une coupe WNW–ESE, cercles blancs pour les données GPS projetées, ligne noire pour le champ de vitesses déduit du modèle décrit par la figure 4b. **b.** Les lignes noires donnent la géométrie des dislocations sur lesquelles sont imposées les vitesses indiquées. Les lignes pointillées indiquent la localisation des zones bloquées des failles de Chelungpu et de la Vallée longitudinale.

in $35 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ on the LVF and $45 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ transferred to the CTF through a flat decollement. We assign these rates to the corresponding unlocked zones. Following the interpretation of seismic data of Carena et al. [2] et Hirata et al. [5], we use a 10-km-deep ‘décollement’ that connects to the locked ‘flat and ramp’ CTF. For the LVF, the locked portion is also assumed to extend down to 10 km of depth (figure 3b). The observed velocity jump across this fault, attributed to creep [1, 16], is modelled with an unlocked upper zone. The area constrained by the GPS data is confined near the fault extremities, horizontal velocity ($50\text{--}55 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$) accommodated across this zone does not represent the whole convergence rate. The modelled far-field velocity becomes relevant at least 300 km far east of the LVF.

This simple model reproduces the observed velocity field, with limitations related to the simplified geometry and decomposition of the convergence rate. It suggests interseismic strain accumulation over two seismogenic zones, one associated with the zone of rupture of the Chichi earthquake and the other with the LVF.

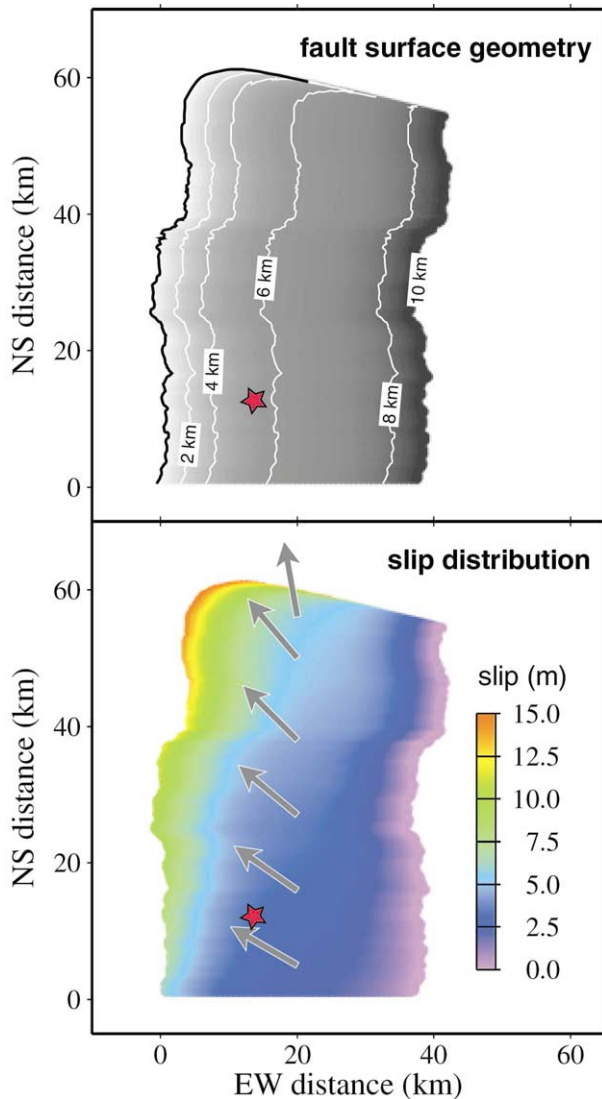


Figure 4. Fault surface geometry (two ramps connected by an intermediate flat) derived from the surface rupture reported by Yuichi Sugiyama and structural cross-sections from Suppe [15], and slip distribution of the model 4. Grey arrows indicate the azimuth. Red star gives the location of main shock of the Chichi earthquake.

Figure 4. Géométrie de la surface de faille (deux rampes reliées par un plat intermédiaire) basée sur la rupture en surface reportée par Yuichi Sugiyama et des coupes structurales de Suppe [15], et distribution du glissement du modèle 4. Les azimuts sont donnés par les flèches grises. L'étoile rouge indique la position du choc principal du séisme de Chichi.

3.2. Chichi earthquake

Surface displacements along the Chelungpu rupture increase northward, with uplifts of the hanging wall of 1 to 8 m, and north-west horizontal motions with an increasing northerly component close to the northern end [6, 8]. The coseismic motions revealed by geodetic data are consistent with these field observations. They are compatible with a thrust motion on a fault

plane dipping shallowly to the east, with a strike-slip component increasing northward.

3.2.1. Fault geometry

We impose the fault geometry as described in Section 2.2 for the sub-meridian part. The geometry is cylindrical and the lower edge is parallel to the surface break as indicated in figure 4. To the north, site A in figure 2b shows a motion comparable with the sites directly east of the northern corner of the rupture. To

Table. Model parameters used for the Chichi earthquake, U_{south} southern surface slip, U_{north} northern surface slip, U_{depth}/U_{surf} ratio between depth slip and surface slip, Azi_{south} and Azi_{north} azimuths at respectively southern and northern extremities of the sub-meridian part of the fault, Azi_{bend} azimuth on the northern bend.

Tableau. Paramètres des modèles pour le séisme de Chichi, U_{south} glissement en surface au sud, U_{north} glissement en surface au nord, U_{depth}/U_{surf} rapport entre les glissements en profondeur et en surface, Azi_{south} et Azi_{north} azimuts aux extrémités respectivement sud et nord de la partie sub-méridienne de la faille, Azi_{bend} azimut sur la courbure septentrionale.

Model	U_{south} (m)	U_{north} (m)	U_{depth}/U_{surf}	Azi_{south}	Azi_{north}	Azi_{spoon}
1	10	10	1	310°	310°	350°
2	6	15	1	310°	310°	350°
3	6	15	0	310°	310°	350°
4	6	15	0	300°	320°	350°

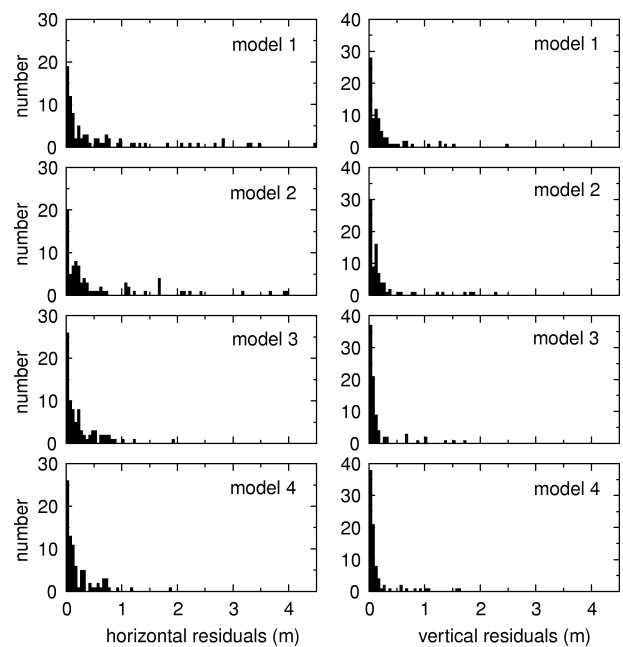


Figure 5. Histograms of the residuals amplitudes (measured minus calculated displacement) associated with each model (see the table and the details in text).

Figure 5. Histogrammes des composantes résiduelles (déplacement mesuré moins calculé) associés à chaque modèle (voir le tableau et les détails dans le texte).

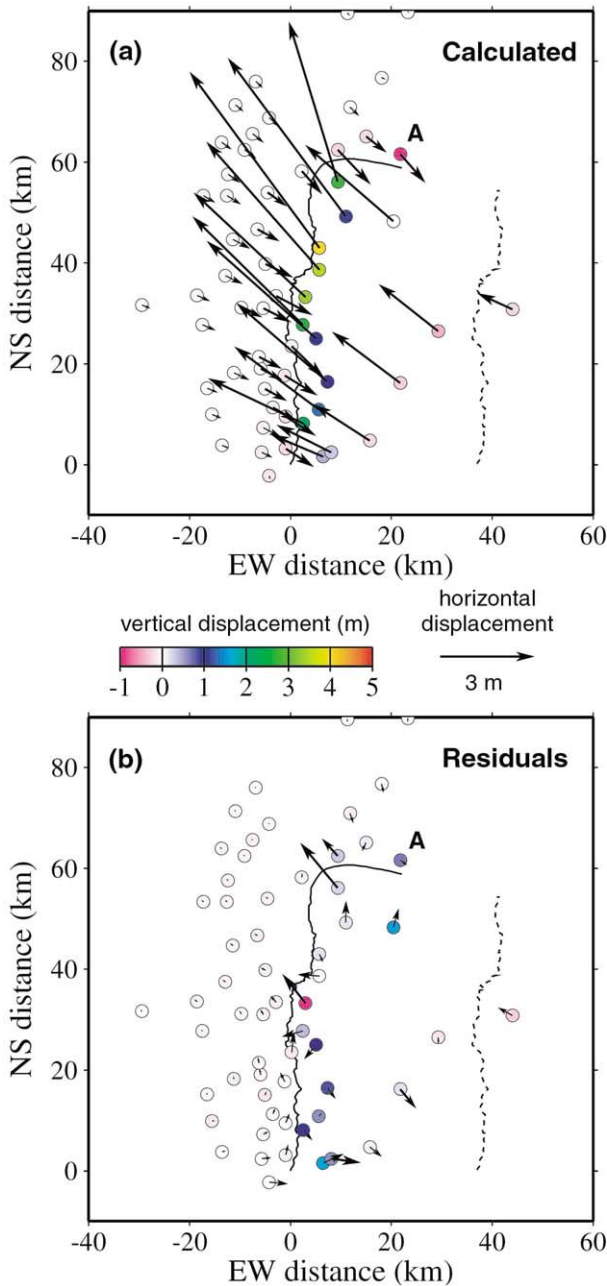


Figure 6. Calculated displacements and residuals associated with model 4. Vectors and circles give horizontal and vertical components, respectively. Upper (black line) and lower end (dashed line) of the fault surface.

Figure 6. Déplacements calculés et résidus associés au modèle 4. Les vecteurs et cercles indiquent respectivement les composantes horizontales et verticales. Limite supérieure (ligne continue) et inférieure (ligne pointillée) de la surface de la faille.

explain it, we assume that the fault extends further east than mapped by Sugiyama, as shown in *figure 4*.

3.2.2. Slip distribution at depth

We have systematically investigated a range of slip distributions (model 1 to model 4). Model parameters are given in the *table*. We present the results in a

manner designed for comparison. All model results are shown in *figure 5* in terms of residuals (measured displacement minus calculated displacement), with the exception of model 4, for which displacements and residuals are also shown at each site (*figure 6a*).

First (model 1), we apply a constant slip vector of 10 m to N310°, except on the bend, where an azimuth of N350° is assumed. The large residual displacements shown in *figure 5* suggest major variations of slip. We thus assume in model 2 a northward linear increase of the slip from 6 to 15 m. We then assume a linear decrease with depth that gives 0 slip at the lower edge of the fault (model 3). Finally, we introduce in model 4 an additional northward linear azimuth variation from N300° to N320° on the sub-meridian portion. The distribution of slip in this model gives for Young’s modulus of 10 and 100 GPa magnitudes $Mw = 7.1$ and 7.8 respectively; therefore it is compatible with the $Mw = 7.6$ magnitude of the earthquake.

The decreasing residual displacements from model 1 to 4 (*figure 5*) indicate that the slip direction is oriented north-east and that the motion decreases with depth and also decreases southwards. The azimuth becomes more northerly to the north.

We present in *figure 4* the fault geometry and the slip distribution obtained with model 4. Along the sub-meridian part, the left-lateral strike-slip component increases northward. On the northern bend it decreases abruptly and reverse motion with a weak right-lateral component is expected. The slip distribution obtained with our simple model (*figure 6a*) fits the one observed surprisingly well (*figure 2b*), including in the northern area. Actually the residuals (*figure 6b*) could be entirely due to local displacements heterogeneity or to non-elastic effects not simulated with our simple model.

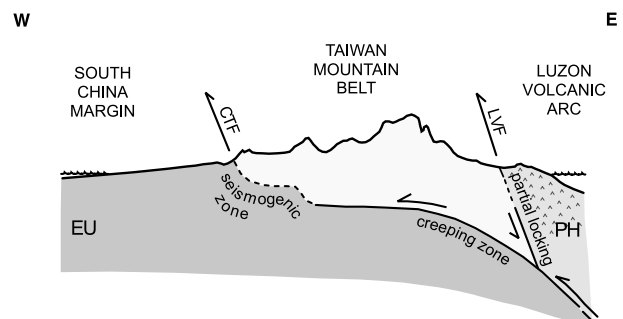


Figure 7. Main structures involved in the seismic cycle in Taiwan, black lines for the creeping portions, dashed lines for those locked during the interseismic period and broken during large earthquakes.

Figure 7. Structures majeures impliquées dans le cycle sismique à Taiwan, lignes noires pour les portions qui glissent aismiquement et lignes pointillées pour celles bloquées pendant la période intersismique et rompues lors de grands séismes.

4. Discussion and conclusion

Our approach based on the comparison between measured and calculated displacement fields gives a simple description of the seismic cycle in Taiwan: the interseismic velocity field is the result of aseismic slip on a 10 km deep decollement leading to strain accumulation on the locked Chelungpu thrust fault (CTF), and on the partly locked Longitudinal Valley fault. However, our simple approach is preliminary and has shortcomings. The variations with latitude of the interseismic velocities should be considered in order to obtain a three-dimensional model taking into account the collision progress from north to south.

Seismological studies e.g. [6] reveal that the Chichi earthquake nucleated south of the rupture plane and propagated northward with an increasing slip, as also demonstrated by elastic modelling. The slip obtained in the vicinity of the hypocenter is relatively small (~ 3 m). Furthermore coseismic surface displacements

indicate that slip decreases with depth. This suggests that strain accumulation is maximum close to the surface. This may be due to the increase in fluid pressure with depth. The rupture ends to the north on a bend, which extends at least 20 km to the east. It coincides with the Sanyi fault zone, a N140 seismic structure, interpreted as a left-lateral transfer zone [3].

To conclude, our simple model interprets all GPS measurements in terms of a single seismic cycle in Taiwan (*figure 7*). During the interseismic period, convergence between PH and EU is accommodated by aseismic slip. Slip on the basal ‘décollement’ and locking of the merging ramp induce strain accumulation at the deeper end of the Chelungpu fault that is released by large earthquakes as Chichi event. This simple model suggests that the South China margin subducts beneath Taiwan Island along a major ‘décollement’ and that its merging front breaks during large recurrent earthquakes as previously proposed in particular by Suppe [15].

Acknowledgement. This modelling was built on previous results obtained by our Taiwanese colleagues. We are most grateful to J. Angelier for his constructive review and useful discussions of our results and to J. Suppe for the insight he gave us into the structure of the Chelungpu fault during a stimulating seminar. We thank K. Wang for providing part of the software used to model the coseismic motions.

References

- [1] Angelier J., Chu H.T., Lee J.C., Shear concentration in a collision zone: kinematics of the Chihshang Fault as revealed by outcrop-scale quantification of active faulting, Longitudinal Valley, eastern Taiwan, *Tectonophysics* 274 (1997) 117–143.
- [2] Carena S., Suppe J., Kao H., How the 1999 Chichi, Taiwan, earthquake helped reveal the structure beneath Central Taiwan, in: American Geophysical Union Fall Meeting (Abstracts), San Francisco, December 2000.
- [3] Deffontaines B., Lacombe O., Angelier J., Chu H.T., Mouthereau F., Lee C.T., Deramond J., Lee J.F., Yu M.S., Liew P.M., Quaternary transfer faulting in the Taiwan Foothills: evidence from a multisource approach, *Tectonophysics* 274 (1997) 61–82.
- [4] Flück P., Hyndman R.D., Wang K., Three-dimensional model for great earthquakes of the Cascadia subduction zone, *J. Geophys. Res.* 102 (1997) 20539–20550.
- [5] Hirata N., Sakai S., Liaw Z., Tsai Y., Yu S., Aftersocks observation of the 1999 Chichi, Taiwan, earthquake, in: American Geophysical Union Fall Meeting (Abstracts), San Francisco, December 2000.
- [6] Kao H., Chen W.P., The Chichi earthquake sequence; active, out-of-sequence thrust faulting in Taiwan, *Science* 288 (5475) (2000) 2346–2349.
- [7] Le Pichon X., Mazzotti S., Henry P., Hashimoto M., Deformation of the Japanese Islands and seismic coupling: an interpretation based on GSI permanent GPS observations, *Geophys. J. Int.* 134 (1998) 501–514.
- [8] Ma K.F., Lee C.T., Tsai Y.B., Shin T.C., Mori J., The Chichi, Taiwan earthquake; large surface displacements on an inland thrust fault, EOS Transactions, Am. Geophys. Union 80 (50) (1999) 605–611.
- [9] Matsu’ura M., Sato T., A dislocation model for the earthquake cycle at convergent plate boundaries, *Geophys. J.* 96 (1989) 23–32.
- [10] Okada Y., Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.* 75 (1985) 1135–1154.
- [11] Okada Y., Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.* 82 (1992) 1018–1040.
- [12] Savage J.C., A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *J. Geophys. Res.* 88 (1983) 4984–4996.
- [13] Seno T., Stein S., Gripp A.E., A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data, *J. Geophys. Res.* 98 (1993) 17941–17948.
- [14] Singh S.J., Rani S., Crustal deformation associated with two-dimensional thrust faulting, *J. Phys. Earth* 41 (1993) 87–101.
- [15] Suppe J., *Principles of Structural Geology*, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, NJ, 1985.
- [16] Yu S.-B., Chen H.-Y., Kuo L.-C., Velocity field of GPS stations in the Taiwan Area, *Tectonophysics* 274 (1997) 41–59.
- [17] www.eri.u-tokyo.ac.jp