

SCIENCES

GÉOSCIENCES

---

Dynamique de la lithosphère continentale

# Le cycle sismique

*de l'observation à la modélisation*

*sous la direction de*  
Frédérique Rolandone

## Le cycle sismique

First published 2023 in Great Britain by ISTE Editions Ltd.

Apart from any fair dealing for the purposes of research or private study, or criticism or review, as permitted under the Copyright, Designs and Patents Act 1988, this publication may only be reproduced, stored or transmitted, in any form or by any means, with the prior permission in writing of the publishers, or in the case of reprographic reproduction in accordance with the terms and licenses issued by the CLA. Enquiries concerning reproduction outside these terms should be sent to the publishers at the undermentioned address:

ISTE Editions Ltd  
27-37 St George's Road  
London SW19 4EU  
UK

© ISTE Editions Ltd 2023

The rights of the authors of this work have been asserted by them in accordance with the Copyright, Designs and Patents Act 1988.

Any opinions, findings, and conclusions or recommendations expressed in this material are those of the author(s), contributor(s) or editor(s) and do not necessarily reflect the views of ISTE Group.

---

British Library Cataloguing-in-Publication Data

A CIP record for this book is available from the British Library

ISBN: 978-1-78948-038-2 (print)

ISBN: 978-1-78949-038-1 (e-book)

---

ERC code:

PE10 Earth System Science

*PE10\_5 Geology, tectonics, volcanology*

*PE10\_7 Physics of earth's interior, seismology, volcanology*



Printed and bound in Great Britain by CPI Group (UK) Ltd., Croydon, Surrey CR0 4YY, July 2023

Exemplaire réservé à Christophe Vigny

Encyclopédie SCIENCES

Géosciences, domaine dirigé par Yves Lagabrielle

---

*Dynamique de la lithosphère continentale*, thème dirigé  
par Sylvie Leroy

# **Le cycle sismique**

*de l'observation à la modélisation*

*sous la direction de*

**Frédérique Rolandone**

**ISTE**  
editions



# Table des matières

<b>Avant-propos</b> . . . . .	1
Frédérique ROLANDONE	
<b>Introduction. Approche cinématique du cycle sismique</b> . . . . .	3
Marianne MÉTOIS	
<b>Chapitre 1. Détermination des caractéristiques principales des séismes à partir des données sismologiques</b> . . . . .	37
Martin VALLÉE	
1.1. Introduction . . . . .	37
1.2. Observation des ondes élastiques générées par les séismes . . . . .	38
1.2.1. Observations à l'échelle mondiale . . . . .	39
1.2.2. Données enregistrées à l'échelle locale et régionale . . . . .	43
1.3. Modélisation des ondes élastiques générées par un séisme . . . . .	44
1.3.1. Représentations simplifiées de la source sismique . . . . .	45
1.3.2. Modélisation des ondes de volume en champ lointain et à distance lointaine : application aux modèles avec propagation horizontale de la rupture . . . . .	50
1.3.3. Fonction de Green empirique . . . . .	56
1.3.4. Modélisation complète du champ d'ondes élastiques . . . . .	58
1.4. Quelques approches permettant de retrouver les caractéristiques globales de la source sismique . . . . .	59
1.4.1. Méthodes reposant sur l'analyse des ondes de longue période à distance lointaine . . . . .	59

1.4.2. Méthodes reposant sur l'analyse large bande des ondes de volume télé-sismiques . . . . .	62
1.4.3. Méthodes d'analyse du champ complet à distance locale ou régionale . . . . .	68
1.5. Conclusion . . . . .	70
1.6. Bibliographie . . . . .	71

## **Chapitre 2. Phase co-sismique : imagerie de la rupture sismique . . . . . 77**

Zacharie DUPUTEL

2.1. Introduction . . . . .	77
2.2. Les observations de surface . . . . .	79
2.2.1. Données sismologiques . . . . .	79
2.2.2. Données GNSS : de la géodésie à la sismo-géodésie . . . . .	83
2.2.3. Imagerie satellite et aérienne . . . . .	86
2.2.4. Données tsunami . . . . .	88
2.3. Le problème direct . . . . .	88
2.3.1. Cas statique : modélisation de données géodésiques . . . . .	90
2.3.2. Cas cinématique : modélisation de données sismologiques et GNSS haute fréquence . . . . .	92
2.3.3. Calcul des fonctions de Green . . . . .	96
2.4. Le problème inverse . . . . .	97
2.4.1. Approche par régularisation de Tikhonov . . . . .	99
2.4.2. Approche bayésienne . . . . .	100
2.4.3. Modélisation de données dans le domaine fréquentiel ou en ondelettes . . . . .	103
2.5. Caractérisation de la source et implications sur la physique des séismes . . . . .	105
2.6. Conclusion . . . . .	112
2.7. Bibliographie . . . . .	113

## **Chapitre 3. Phase post-sismique : observations géodésiques et mécanismes . . . . . 119**

Frédérique ROLANDONE

3.1. Les premières observations de la déformation post-sismique . . . . .	119
3.2. La géodésie spatiale pour imager la déformation post-sismique . . . . .	123
3.2.1. Post-sismique du séisme de Sanriku-Haruka-Okii . . . . .	124
3.2.2. Post-sismique du séisme de Landers . . . . .	125
3.2.3. Post-sismique du séisme d'Hector Mine . . . . .	127

3.2.4. Post-sismique du séisme de Parkfield . . . . .	129
3.3. Les processus de la déformation post-sismique et le comportement mécanique de la lithosphère. . . . .	131
3.3.1. Déformation poroélastique et circulation de fluides. . . . .	132
3.3.2. <i>Afterslip</i> et propriétés frictionnelles des failles. . . . .	133
3.3.3. Relaxation viscoélastique et viscosité du manteau supérieur . . .	134
3.4. Conclusion : importance de la déformation post-sismique dans le bilan du cycle sismique . . . . .	136
3.5. Bibliographie. . . . .	137

## **Chapitre 4. Lois de friction et modélisation numérique du cycle sismique . . . . .**

Marion Y. THOMAS et Harsha S. BHAT

4.1. Les lois de friction. . . . .	141
4.1.1. Idées historiques sur la friction . . . . .	141
4.1.2. De la friction statique à la friction dynamique . . . . .	142
4.1.3. Loi de friction en <i>slip-weakening</i> . . . . .	144
4.1.4. Loi de friction en <i>rate-weakening</i> . . . . .	146
4.1.5. Loi de friction en <i>rate-and-state</i> . . . . .	146
4.2. Modélisation simple des failles . . . . .	150
4.2.1. Modélisation du glissement sur une faille : fluage ou séisme . . .	150
4.2.2. Modélisation du cycle sismique . . . . .	153
4.3. Une réalité physique plus complexe . . . . .	156
4.3.1. Variabilité dans le mode de glissement des failles. . . . .	157
4.3.2. Mécanismes additionnels pouvant jouer pendant les séismes . . .	159
4.3.3. Au-delà du modèle de Terre élastique . . . . .	161
4.3.4. Transition vers une nouvelle génération de modèles . . . . .	162
4.4. Bibliographie. . . . .	164

## **Chapitre 5. Cycle sismique de la subduction chilienne : méga-séismes, gap sismique et couplage. . . . .**

Christophe VIGNY et Emilie KLEIN

5.1. Le contexte sismotectonique. . . . .	169
5.2. La théorie du gap sismique appliquée au Chili . . . . .	171
5.3. Correspondance couplage/sismicité . . . . .	173
5.4. Évaluation de l'aléa sismique actuel au Chili . . . . .	176
5.4.1. De l'aléa au risque . . . . .	176



5.4.2. Séismes de subduction « standards » au long des segments chiliens, du nord au sud. . . . .	177
5.4.3. Séismes de subduction « profonds » . . . . .	178
5.4.4. Séismes intra-plaques . . . . .	178
5.5. Séismes géants et super-cycles . . . . .	179
5.6. Bibliographie. . . . .	184

## **Chapitre 6. Cycle sismique de la subduction mexicaine : mise en évidence du rôle clé des déformations transitoires . . . . . 187**

Mathilde RADIGUET

6.1. Contexte géodynamique de la région. . . . .	188
6.1.1. Convergence des plaques et géométrie de la subduction . . . . .	188
6.1.2. Sismicité . . . . .	189
6.2. Observation du cycle sismique : évolution des réseaux et historique des découvertes . . . . .	192
6.3. Caractérisation des séismes lents majeurs et liens avec le couplage. . .	194
6.3.1. Caractéristiques et localisation des SSE. . . . .	195
6.3.2. Liens avec le couplage . . . . .	196
6.4. Activité sismique . . . . .	197
6.4.1. Différents types de signaux identifiés . . . . .	197
6.4.2. Caractéristiques globales des tremors dans la zone de subduction . . . . .	201
6.4.3. Liens entre activité des tremors, LFE et SSE. . . . .	201
6.4.4. Caractérisation des petits SSE : analyses conjointes sismo-géodésiques . . . . .	202
6.5. Interactions entre glissements asismiques et sismiques au Mexique . .	203
6.5.1. Glissements lents précédant des séismes majeurs . . . . .	203
6.5.2. SSE et glissement post-sismique . . . . .	205
6.5.3. Sensibilité des glissements asismiques aux ondes sismiques . . .	205
6.6. Conclusion . . . . .	206
6.7. Bibliographie. . . . .	207

## **Chapitre 7. Topographie des avant-arcs : reflet des propriétés sismiques des méga-chevauchements . . . . . 213**

Nadaya CUBAS

7.1. Introduction. . . . .	213
7.2. Principe mécanique : la théorie du prisme critique. . . . .	214
7.3. Application aux avant-arcs de subduction. . . . .	216

7.3.1. Relations entre comportement sismique et propriétés frictionnelles. . . . .	216
7.3.2. Relations entre comportement sismique et état critique . . . . .	217
7.3.3. Impact sur la distance fosse-côte . . . . .	220
7.4. <i>Splay faults</i> : des failles de transition. . . . .	220
7.5. Déformation des prismes d'accrétion : témoin de la propagation de rupture sismique jusqu'en surface . . . . .	222
7.6. Conclusion . . . . .	223
7.7. Bibliographie. . . . .	225

## **Chapitre 8. Le cycle de *diking* au niveau des frontières de plaques divergentes . . . . . 229**

Cécile DOUBRE

8.1. Introduction. . . . .	229
8.2. Les frontières de plaques divergentes . . . . .	230
8.3. Interactions magmato-tectoniques dans les zones de rift . . . . .	233
8.4. Le cycle de <i>diking</i> . . . . .	235
8.4.1. La phase <i>co-diking</i> . . . . .	236
8.4.2. La phase <i>post-diking</i> . . . . .	245
8.4.3. La phase <i>inter-diking</i> . . . . .	248
8.5. Conclusion . . . . .	251
8.6. Bibliographie. . . . .	253

## **Chapitre 9. Interactions entre la déformation tectonique et l'érosion lors du cycle sismique dans les chaînes de montagnes. . . . . 257**

Philippe STEER

9.1. Introduction. . . . .	257
9.2. Paradigme de paysages à l'état d'équilibre dynamique . . . . .	259
9.3. Séismes et glissements de terrain co-sismiques. . . . .	261
9.4. Distribution de taille des glissements de terrain . . . . .	264
9.5. Relaxation post-sismique des paysages . . . . .	266
9.6. Discussions : bilan topographique des séismes et du cycle sismique . . . . .	272
9.7. Perspectives : rôle de l'érosion sur la dynamique des failles et des séismes . . . . .	275
9.8. Bibliographie. . . . .	277

**Chapitre 10. Déformation cumulée, vitesse long terme et cycle sismique des décrochements intracontinentaux . . . . . 285**

Jérôme VAN DER WOERD

10.1. Introduction . . . . . 285

10.2. Du décalage géomorphologique à la vitesse d'une faille . . . . . 287

    10.2.1. Décalage tectonique des rivières . . . . . 287

    10.2.2. Les bords de terrasses alluviales (*risers*) pour la détermination des vitesses moyennes . . . . . 289

10.3. Variation spatiotemporelle de la vitesse long terme des failles . . . . . 293

10.4. Glissement caractéristique, taille des séismes et cycle sismique . . . . . 297

    10.4.1. Du séisme au décalage cumulé : cas de la faille du Kunlun et séisme de Kokoxili . . . . . 297

    10.4.2. Répétition caractéristique des ruptures et des séismes. . . . . 301

10.5. Conclusion . . . . . 302

10.6. Bibliographie . . . . . 304

**Chapitre 11. Paléosismologie . . . . . 307**

Yann KLINGER

11.1. Introduction . . . . . 307

11.2. Paléosismologie pour des failles en contexte continental . . . . . 309

    11.2.1. Tranchées paléosismologiques . . . . . 309

    11.2.2. Escarpement de failles en contexte calcaire. . . . . 313

    11.2.3. Paléosismologie et imagerie satellitaire . . . . . 314

11.3. Paléosismologie pour des failles en contexte marin . . . . . 316

    11.3.1. Subduction et mouvements verticaux . . . . . 316

    11.3.2. Enregistrement turbiditique des séismes. . . . . 320

11.4. Effets indirects des séismes et paléosismicité . . . . . 321

11.5. Bibliographie . . . . . 323

**Chapitre 12. Modélisation analogique du cycle sismique et de la dynamique des séismes . . . . . 327**

Stéphane DOMINGUEZ

12.1. Introduction . . . . . 327

12.2. Principe et méthodologie . . . . . 328

12.3. Résultats expérimentaux . . . . . 331

    12.3.1. Modélisation des différentes phases du cycle sismique . . . . . 331

    12.3.2. Modélisation cinématique du glissement et rôle des conditions aux limites . . . . . 341

12.4. Bibliographie . . . . . 345

<b>Conclusion. Évolution des idées sur le cycle sismique : une confrontation continue entre observations et modèles . . .</b>	<b>347</b>
Cécile LASSERRE	
<b>Liste des auteurs . . . . .</b>	<b>357</b>
<b>Index . . . . .</b>	<b>359</b>

# 5

## Cycle sismique de la subduction chilienne : méga-séismes, gap sismique et couplage

**Christophe VIGNY et Emilie KLEIN**

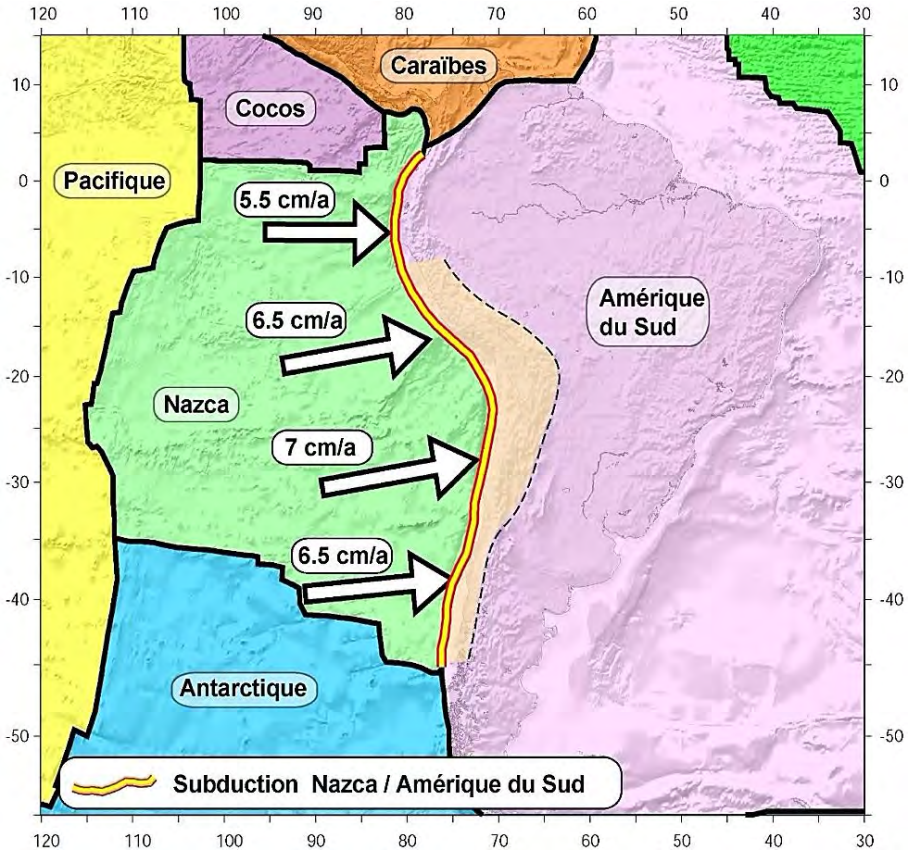
*ENS, CNRS, Paris, France*

### 5.1. Le contexte sismotectonique

Pour l'essentiel, la sismicité du Chili résulte de la convergence à grande vitesse (7 cm/an d'après les mesures GPS réalisées sur les dernières décennies) de la plaque Nazca vers la plaque Amérique du Sud. Le mouvement est légèrement oblique mais, sur plus de 2 000 km de long depuis la frontière péruvienne jusqu'à la Patagonie, il est presque entièrement absorbé sur une seule faille en mer. Le long de cette faille, la plaque Nazca passe sous la plaque Amérique du Sud puis s'enfonce dans le manteau terrestre dans ce que l'on appelle un mouvement de subduction (voir la figure 5.1 et l'introduction). Au sud de 40°S, la situation change avec la présence d'une troisième plaque (la plaque Antarctique) puis d'une quatrième (Nova Scotia) qui introduisent une grande complexité avec des mouvements différents moins bien connus et de nouvelles failles à terre. La zone de subduction du Chili a une forte activité sismique avec, en moyenne, un séisme de magnitude 8 tous les dix ans et un tremblement de terre de magnitude 9 au moins une fois par siècle (tableau 5.1). Enfin, le plus grand séisme jamais enregistré (depuis que nous disposons de sismographes), de magnitude environ 9,4-9,5, s'est produit au Chili, juste au sud de Concepción (37°S) : le séisme de Valdivia du 22 mai 1960.

*Le cycle sismique,*

coordonné par Frédérique ROLANDONE, © ISTE Editions 2023.  
Exemplaire réservé à Christophe Vigny



**Figure 5.1.** Tectonique des plaques de la région. Le trait épais rouge/jaune montre la subduction de la plaque Nazca sous la plaque Amérique du Sud. Le trait tireté suit la bordure est des Andes. La surface orangée entre les deux traits recouvre la haute topographie de la chaîne de montagnes. Les flèches montrent la direction et la vitesse de la convergence entre les deux plaques tectoniques déterminées par GPS.

Différents types de séismes se produisent au Chili (figure 5.2) :

– *les séismes de subduction* : ils ont lieu sur l’interface de subduction, à cause du frottement entre les deux plaques. Ce sont généralement les plus gros et ils peuvent atteindre la magnitude 9. Comme les ruptures sont pour l’essentiel en mer, les dégâts occasionnés à terre sont souvent relativement modérés. Par contre, ils déclenchent des tsunamis majeurs qui sont à l’origine de la plupart des victimes et des destructions (exemples dans le monde : Sumatra en 2004 et Japon en 2011 ; exemples au Chili : Valdivia en 1960, Maule en 2010 et Illapel en 2015) ;

– *les séismes intra-plaques*, de deux sortes, se produisent *dans la plaque supérieure* ou *dans la plaque inférieure*, à cause des contraintes qui s’y accumulent. Ils sont souvent plus petits (typiquement magnitude 5,5 à 8) parce qu’ils sont limités à l’épaisseur des plaques, mais peuvent se révéler particulièrement destructeurs : ils sont plus proches de la surface et/ou situés juste sous les zones habitées. Par ailleurs, à magnitude égale, les accélérations du sol peuvent varier sensiblement à la fois en amplitude et en contenu fréquentiel. En particulier, le spectre des ondes émises peut contenir plus ou moins de hautes fréquences auxquelles les édifices peuvent se révéler plus sensibles (voir chapitre 1).

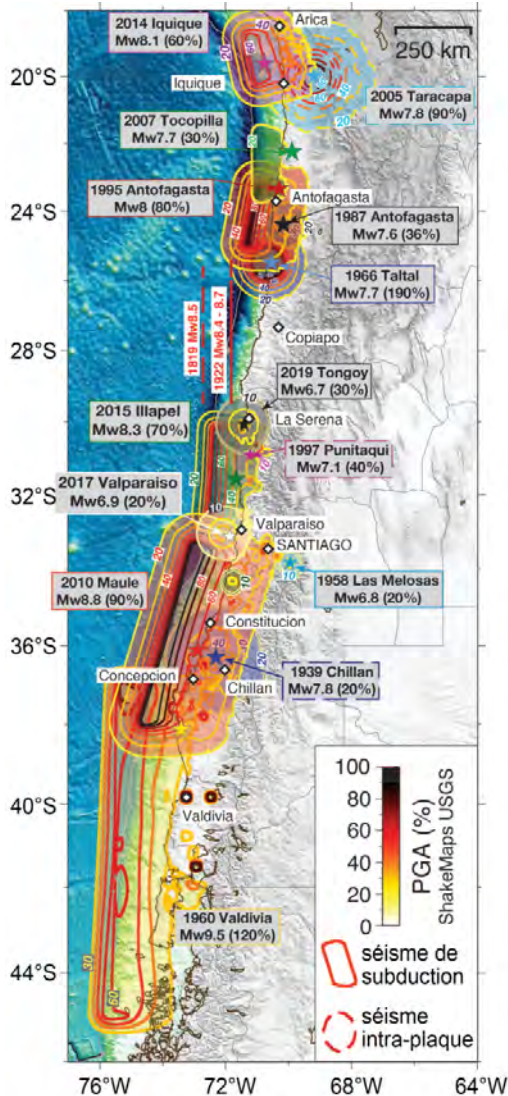
Date	Nom	Mw	Type	g max
1939	Chillan	7,8	Intra-slab profond	0,2 g
1958	Las Melosas	6,8	Crustal superficiel	0,2 g
1960	Valdivia	9,5	Subduction	1,2 g
1966	TalTal	7,7	?	1,9 g
1985	Valparaíso	8,0	Subduction	0,5 g
1987	Antofagasta	7,6	?	0,4 g
1995	Antofagasta	8,0	Subduction	0,8 g
1997	Punitaqui	7,1	Intra-slab profond	0,4 g
2005	Tarapaca	7,8	Intra-slab profond	0,9 g
2007	Tocopilla	7,7	Subduction	0,3 g
2010	Maule	8,8	Subduction	0,9 g
2010	Pichilemu	7,0	Crustal superficiel	0,2 g
2014	Iquique	8,1	Subduction	0,6 g
2015	Illapel	8,3	Subduction	0,7 g
2019	Tongoy	6,7	? (complexe)	0,3 g

**Tableau 5.1.** *Résumé (non exhaustif) de séismes significatifs du Chili central et du Nord Chili des dernières décennies. Les accélérations maximales indiquées proviennent des modèles de l’USGS*

## 5.2. La théorie du gap sismique appliquée au Chili

À la fin des années 1960, la théorie de la tectonique des plaques s’impose. Elle fournit un cadre conceptuel simple pour l’occurrence des séismes (voir introduction). Les plaques bougent, mais à cause de la friction, les failles sont bloquées, la déformation s’accumule donc lentement autour des frontières de plaques. La rupture se produit quand la déformation dépasse la résistance. À un endroit donné, on observe donc un cycle accumulation-rupture qui se répète sans cesse. D’où une observation simple : si à un endroit donné, aucun séisme ne s’est produit depuis longtemps (ce que l’on appelle une lacune ou un gap sismique) c’est que beaucoup de déformation s’y est accumulée, et qu’un gros séisme s’y prépare. À l’inverse, une zone qui a rompu récemment devra attendre longtemps qu’assez de déformation s’y accumule pour rompre à nouveau. C’est la théorie des

gaps sismiques telle que formulée par [KEL 72] dès 1972 et appliquée à l'Amérique du Sud par [NIS 85]. La mesure de la vitesse des plaques et de la déformation relâchée par un séisme permet même de quantifier cette théorie.



**Figure 5.2.** Exemple de séismes significatifs récents au Chili (liste non exhaustive). Les étoiles indiquent les épicentres, les courbes de niveau colorées indiquent l'accélération du sol produite par le séisme en pourcentage de g selon l'échelle en cartouche (jaune ~ 20 % de g, rouge ~ 60 % de g, noir ~ 100 % de g) (source USGS).

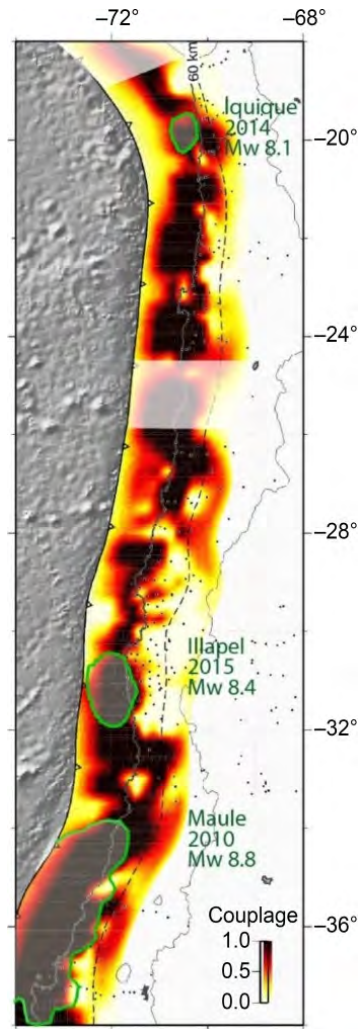


Si les plaques convergent à 10 cm/an et qu'un séisme de magnitude 8 relâche 5 m de déformation sur un segment de 100 km de long, alors dans cette zone un tel séisme devra se produire tous les 50 ans. La théorie des gaps fonctionne assez bien au Chili : le séisme de Maule (33°S-38°S) du 27 février 2010 (Mw 8,8) relâche la déformation accumulée depuis le précédent séisme de 1835 décrit par Darwin [MAD 10, VIG 11, MET 12]. Les stations GPS positionnées sur la côte ont détecté un déplacement co-sismique d'environ 6 m qui correspond assez bien à l'accumulation lente qu'elles observaient auparavant : 40 mm/an, pendant les 175 ans entre les deux séismes, soit 7 m environ. Mieux, le séisme d'Illapel (30°S-32°S) de 2015 (Mw 8,4) reprend les ruptures de 1943 et 1880, établissant une récurrence d'environ 70 ans dans la zone pour un séisme qui va relâcher les 4-5 m de déformation qui sont accumulés à la vitesse de 6 cm/an pendant cette durée. Enfin, la région du désert de l'Atacama a vu des très grands séismes de magnitude approchant 9 se produire en 1819 et 1922 [WIL 29]. Le fait que la région soit restée silencieuse pendant les 100 ans suivants correspond bien à la nécessité de réaccumuler la déformation nécessaire avant de rompre à nouveau. Dans toutes ces zones, le glissement co-sismique constaté correspond bien quantitativement à l'accumulation lente pendant l'intervalle de temps entre les séismes.

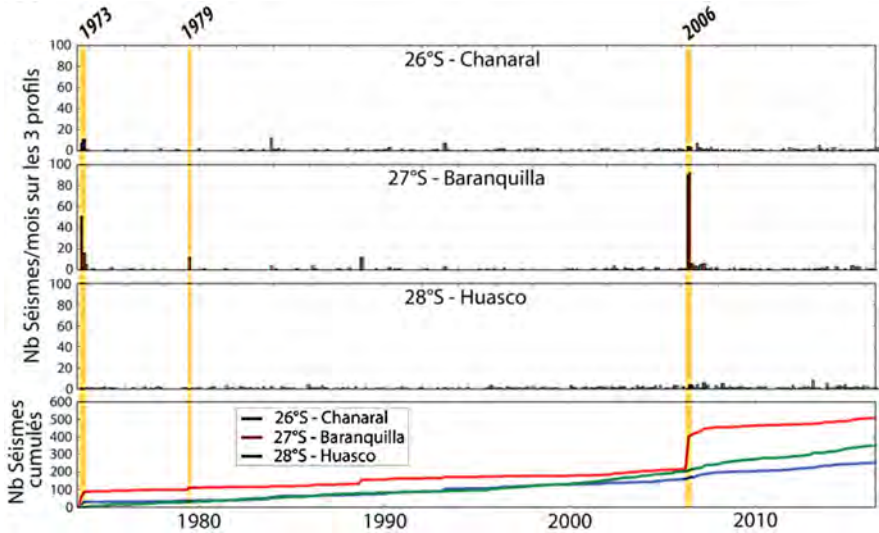
### 5.3. Correspondance couplage/sismicité

Les mesures de positionnement précis par géodésie spatiale telles que le GPS ont révélé que la déformation ne s'accumule pas de manière homogène le long de la subduction. S'il y a bien des zones où la friction est très forte et où le blocage est total (100 % de la convergence entre les plaques sont convertis en déformation dans les plaques), il y a aussi des zones où les plaques en contact se déforment peu ou pas, ce qui semble indiquer un couplage faible ou inexistant entre les deux plaques (voir figure 5.3 et introduction). De ce fait, les mesures GPS permettent non seulement de quantifier la vitesse des plaques mais aussi de cartographier l'extension des zones où la déformation s'accumule, zones qui d'après la théorie des gaps sont celles où se produiront les futurs séismes. On constate une très bonne correspondance entre les cartes de couplage relevées aujourd'hui et les ruptures sismiques les plus récentes [MET 16] (voir introduction). En effet, les séismes sont toujours positionnés dans les zones où le couplage est fort et ne débordent pas dans les zones de couplage faible (figure 5.3). Ces zones de faible couplage constituent des barrières à la propagation de la rupture sismique au travers d'un mécanisme très simple : il n'y a rien à casser puisque la déformation ne s'y accumule pas. Elles peuvent être plus ou moins larges, et donc être plus ou moins efficaces pour arrêter la propagation des séismes. Par exemple, la zone faiblement couplée de La Serena (30°S) fait une centaine de kilomètres de long et il semble qu'aucun séisme de magnitude supérieure ou égale à 8 ne l'ait jamais traversée. La rupture du séisme de 1922 au nord, de magnitude supérieure à 8,5, s'y est arrêtée, tout comme les séismes de magnitude supérieure à 8 dans la région d'Illapel au sud. À l'inverse, la zone faiblement couplée de Baranquilla plus au

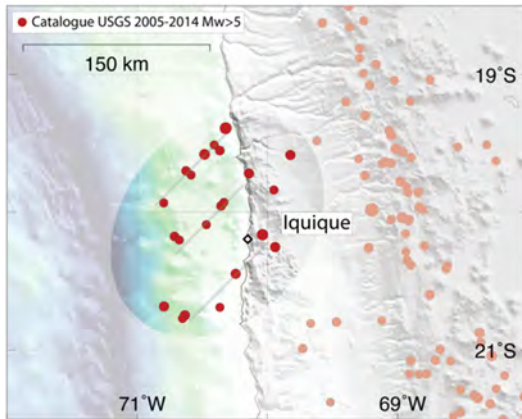
nord (28°S) est plus étroite (~ 50 km) et plusieurs grands séismes (1819, 1922) auraient traversé cette zone faiblement couplée.



**Figure 5.3.** Correspondance entre le couplage révélé par les mesures GPS et les ruptures sismiques les plus récentes d'après [MET 16]. Les courbes de niveau en couleurs montrent l'intensité du couplage (blanc = minimum, orange/rouge = intermédiaire, noir = maximum) tel que révélé par la répartition de la déformation de la plaque en surface. Les courbes vertes montrent l'extension des trois dernières grandes ruptures sismiques du Chili.



a)



b)

**Figure 5.4.** a) Sismicité dans la zone de faible couplage de Baranquilla (région de Copiapo – 27°S). Les trois premiers cadres montrent l'évolution temporelle de la sismicité (nombre de séismes par mois) sur plus de 40 ans à trois latitudes différentes (26°S, 27°S et 28°S). Des pics de sismicité (jusqu'à 100 séismes par mois en 2006) se produisent au centre de la zone découplée. D'autres pics de sismicité apparaissent, non labellisés « swarms », correspondant à des séquences classiques du choc principal et de ses répliques. Le quatrième cadre montre l'évolution de la sismicité cumulée selon les trois profils. b) Sismicité ( $M_w > 5$ ) dans la zone de faible couplage d'Iquique (20,2°S) entre 2005 et 2014 (avant le séisme de  $M_w$  8,1, catalogue USGS) suivant une géométrie linéaire appelée « streaks ».

Dans les zones de faible couplage, on observe régulièrement une sismicité particulière sous la forme d'essaims, c'est-à-dire une augmentation de la sismicité anormale, dans l'espace et/ou dans le temps, sans choc principal (on n'observe donc pas la loi d'Omori, avec un choc principal suivi de ses répliques). Anomalie temporelle signifie plus de séismes pendant une période particulière, soit une « crise sismique » telle que celles que l'on observe à répétition dans la zone faiblement couplée de Baranquilla (région de Copiapo – 27°S) en 1973, 1979 et 2006 [HOL 11] (figure 5.4a). Anomalie spatiale signifie une concentration de sismicité dans une région spécifique, parfois suivant une géométrie particulière. C'est ce que l'on a pu observer dans la zone de faible couplage d'Iquique (20,2°) avant le séisme de 2014 avec des lignes de sismicités obliques à la côte (*streaks*) (figure 5.4b).

## 5.4. Évaluation de l'aléa sismique actuel au Chili

Sur la partie linéaire de la subduction (entre 20°S et 40°S), on recense au moins un séisme significatif (magnitude proche de 7 et plus) tous les 5 ans (tableau 5.1). Ces séismes se sont produits un peu partout sur cette portion de la subduction, à l'exception notable de la région entre 26°S et 30°S (région du désert d'Atacama). Deux très grands séismes de subduction s'y sont produits dans le passé il y a 200 ans (1819, Mw 8,5) et 100 ans (1922, Mw 8,7). Il est facile d'extrapoler une récurrence de 100 ans et d'imaginer qu'un grand séisme de subduction de magnitude supérieure ou égale à 8,5 devrait s'y produire bientôt. Le GPS corrobore ces informations aussi bien sur la taille de la zone où la déformation s'accumule et sur la quantité de déformation accumulée nécessaire à produire un séisme de magnitude nettement supérieure à 8 tous les 100 ans.

### 5.4.1. De l'aléa au risque

L'aléa est défini par la probabilité qu'un séisme d'une certaine taille se produise à un certain endroit à un moment donné. Le risque correspond à l'exposition de la population ou des infrastructures à cet aléa. Une zone fortement couplée de grande taille et dans laquelle il ne s'est rien produit depuis longtemps présente un aléa important... mais un risque faible s'il n'y a rien autour. À l'inverse une petite faille située très près d'une grande ville mal construite présente peut-être un aléa faible mais certainement un risque important. Les choses se compliquent encore plus si l'on considère que l'accélération de la surface du sol (en % de g) due au passage des ondes sismiques n'est que partiellement en rapport avec la taille du séisme. Selon les mots mêmes employés par les populations pour décrire leur ressenti, les grands séismes de subduction ont tendance à produire des mouvements amples mais « suaves » sur le continent habité, alors que les séismes continentaux produisent en général des mouvements plus « secs » et plus « violents ». L'accélération maximale prédite par les sources sismiques recensées varie beaucoup : entre 0,3 g et 1,9 g (tableau 5.1). En général, les accélérations les plus fortes correspondent aux

séismes qui combinent grande taille et profondeur faible. Il subsiste des mystères tels que celui du séisme de Taltal de 1966 qui aurait produit des accélérations maximales de l'ordre de 190 % de  $g$  alors qu'il a été localisé relativement profondément, sur l'interface de subduction.

#### **5.4.2. Séismes de subduction « standards » au long des segments chiliens, du nord au sud**

– Le *segment du Grand Nord* (entre 18°S et 24°S) a rompu en 1877 (Mw 9+) et seulement très partiellement devant les villes de Tocopilla en 2008 (Mw 7,8) et d'Iquique en 2014 (Mw 8,1). Cela fait donc plus de 150 ans que la déformation s'y accumule et beaucoup de sismologues ont prédit l'imminence d'un très grand séisme dans cette zone [MAD 91]. On sait maintenant (voir encadré 5.2, section 5.5) comment la géodésie spatiale a jeté une nouvelle lumière sur cette zone en montrant que la rupture de 1877 et la zone couplée sont en réalité plus courtes que la totalité du segment et que pour produire un aussi grand séisme, il faut attendre encore plus longtemps, peut-être 300 ans au total, soit encore plus d'un siècle [VIG 22].

– Le *segment d'Antofagasta* (entre 24°S et 26°S) a rompu en 1995 (Mw 8, accélération maximale  $\sim 0,8 g$ ). Il semble que ce séisme n'ait rompu que la partie profonde de l'interface de subduction. Une reprise de ce segment par un séisme ultérieur est possible, soit qu'il complète la rupture de 1995 (exemple de la séquence de Bengkulu-Pagai à Sumatra de 2007 à 2010 avec trois séismes de magnitudes 8,4, 7,9 et 7,7), soit qu'il reprenne en l'agrandissant la rupture de 1995 (exemple du séisme de Maule de 2010 reprenant et agrandissant la rupture de 1835 décrite par Darwin).

– Le *segment d'Atacama* (entre 26°S et 30°S) n'a pas rompu depuis 1922 alors qu'il semble rompre tous les 100 ans (1819, Mw 8,5 et 1922, Mw 8,7). L'occurrence prochaine d'un séisme de magnitude de l'ordre de 8,5 semble donc plausible. Le scénario à craindre serait celui d'une rupture simultanée des segments d'Atacama et d'Antofagasta (peut-être le scénario de 1922 pour ce que l'on en sait). Si l'on croit la statistique générale d'un seul très grand séisme chilien par siècle, alors ce scénario catastrophe ne devrait pas se produire de sitôt, puisqu'un séisme de magnitude 8,8 a déjà eu lieu au XXI<sup>e</sup> siècle (Maule, 2010). Par contre, la répétition du séisme de 1819 sensiblement plus petit, paraît devoir se produire très prochainement.

– Le *segment d'Illapel* (entre 30°S et 32°S) a rompu en 2015, après des ruptures de magnitudes équivalentes en 1943 et 1880. Ce segment pourrait être un bel exemple de la théorie des gaps avec un séisme caractéristique de magnitude 8-8,5 se produisant tous les 70 ans environ. Le prochain serait pour 2080-2100.

– Le *segment de Valparaiso* (entre 32°S et 34°S) a produit un séisme en 1985 (Mw ~ 8) qui n'a que partiellement relâché les contraintes accumulées depuis le séisme dévastateur de 1906 (Mw 8,2). Beaucoup d'observateurs craignent donc un grand séisme prochain dans la région, face à la deuxième plus grande ville et premier port du pays. Il aurait même dû déjà se produire (à 6-7 cm/an, assez de déformation s'accumule pour produire un séisme de magnitude largement supérieure à 8 tous les 100 ans, voir le segment voisin d'Illapel), et ce d'autant plus que la zone est supposée avoir été « fragilisée » par les ruptures de 2010 au sud et de 2015 au nord. Pourtant, il ne s'y passe rien à part des épisodes de « crises sismiques avortées » comme en 2017 (sismicité intense pendant deux jours, précédant un séisme de magnitude 6,9). La raison du non-retour du grand séisme tient peut-être au relâchement des contraintes générées par les déformations post-sismiques au séisme de Maule en 2010 (voir introduction et chapitre 3).

– Le *segment de Maule* (34°S-40°S) a rompu en 2010 après la rupture historique de 1835 décrite par Darwin. Les déplacements constatés par GPS montrent que la déformation relâchée par le séisme de 2010 correspond assez bien à la déformation accumulée sur la période de 175 ans entre les deux séismes. La zone est en phase post-sismique pour encore longtemps et il n'y aurait donc plus rien de significatif à relâcher – sur l'interface de subduction – avant au moins un siècle dans cette région.

### 5.4.3. Séismes de subduction « profonds »

Par contraste aux séismes géants qui rompent toute l'interface de subduction (de la surface à la zone de transition), des séismes plus « petits » (Mw < 8) se produisent aussi sur l'interface de subduction, mais sont limités aux plus grandes profondeurs (entre 40 et 60 km). Les ruptures sont plus petites mais les dégâts peuvent être importants car, d'une part, les épicentres sont proches de la côte et, d'autre part, les ondes sismiques arrivent directement par en dessous. Les séismes de 1966, 1987 et 2007 (tous trois dans le Grand Nord Chili) semblent entrer dans cette catégorie. La récurrence est inconnue, mais des séismes semblables peuvent se produire plusieurs fois par siècle. Ainsi, des ruptures au niveau de la ville de Taltal (100 km au sud des sites astronomiques du *Very Large Telescope* (VLT) et de l'*Extremely Large Telescope* (ELT)) se produisent régulièrement, sans qu'elles aient été localisées précisément car c'est une région particulièrement désertique du Chili.

### 5.4.4. Séismes intra-plaques

Qu'ils soient dans le slab (partie de la plaque plongeante déjà subductée) ou dans la croûte continentale, les séismes superficiels sont plus rares. Quasiment absents du Nord, il s'en est produit quelques-uns au centre et au sud du Chili au cours du siècle passé (Las Melosas proche de Santiago en 1958 ou plus récemment Pichilemu au sud de Valparaiso

en 2010), et sans doute quelques autres avant la colonisation espagnole (sur la faille de San Ramon dans la région de Santiago par exemple), mais sur lesquels on n'a quasiment pas d'informations. Par contre, des séismes intra-slabs profonds se sont produits au nord en 2005 (Tarapaca 20°S), au centre en 1997 (Punitaqui 31°S) et au sud en 1935 (Chillan 37°S). Ils révèlent la présence de fortes contraintes dans le slab à ces profondeurs et sont peut-être annonciateurs des grands séismes de subduction, car Iquique 2014, Illapel 2015 et Maule 2010 se sont produits précisément dans ces zones-là.

## 5.5. Séismes géants et super-cycles

Le 22 mai 1960 se produit au Chili le plus grand séisme jamais enregistré par des sismographes : le séisme de Valdivia, de magnitude 9,5 [KAN 74, CIF 89, OKA 91]. Ce séisme rompt une portion de l'interface de subduction longue de près de 1 000 km de long, entre 36°S et 56°S. Il a été précédé le 21 mai par un séisme de magnitude 8,1 dans la région de Concepción, et d'encore deux autres précurseurs de magnitude 7,1 et 7,8 dans les heures/minutes précédentes. La magnitude exceptionnelle est confirmée grâce à la comparaison avec les formes d'ondes du séisme de Sumatra de 2004 (Mw 9,2) enregistrées sur les mêmes sismographes à plus de 40 ans d'écart (Kanamori, communication personnelle). Le séisme de 1960 produit des signaux bien plus gros que celui de 2004. Plusieurs autres caractéristiques de ce séisme sont exceptionnelles. Contrairement aux séismes de subduction classiques qui correspondent à un glissement sur l'interface qui est perpendiculaire à la subduction, il inclut une grande composante de cisaillement [KAN 19]. La surface de rupture qui peut expliquer la magnitude est tellement grande qu'il est possible qu'elle ait dépassé les profondeurs sismogéniques standards et qu'elle se soit prolongée dans le manteau (Kanamori, communication personnelle). Enfin, ce séisme a déclenché une déformation post-sismique à très grande échelle encore détectable 50 ans après [KHA 02] (voir chapitre 3). Pendant ce demi-siècle, ce segment est resté sismiquement silencieux et ne s'est réactivé que très récemment en 2016 avec le séisme de Chiloé (Mw 7,6). L'occurrence de ce séisme semble indiquer un retour à l'accumulation de déformation sur le segment de Valdivia [RUI 17]. Du fait de toutes ces caractéristiques exceptionnelles, ce séisme rentre dans la catégorie des séismes géants.

Les séismes de magnitude proche de 9 et plus sont vraiment d'une autre catégorie. Ils sont beaucoup plus puissants que des magnitudes 8 à 8,5, avec des longueurs de rupture pouvant atteindre 1 000 km, et ils produisent des tsunamis transpacifiques destructeurs au Japon. Ils sont rares : en 1960 au Sud Chili, en 1730 au Chili central [UDI 12], en 1922 dans le désert de l'Atacama [WIL 29] et en 1877 au Grand Nord Chili [KAU 86, COM 91]. Leur récurrence longue (300 ans ?) semble indifférente à celle des nombreux séismes de magnitude 8-8,5 qui se produisent quasiment tous les 100 ans dans une région donnée [RUI 18]. Ainsi, le séisme de 1960 a recouvert les ruptures de séismes plus petits de magnitude de l'ordre de 8 de 1737 (Temuco ~ 39°S) et 1837 (Chiloé ~ 43°S). Le séisme de 1730, qui a rompu l'interface depuis Concepción (37°S) jusqu'à Huasco (28°S), et

peut-être même jusqu'à Copiapo (27°S), a recouvert les ruptures de toute une série de séismes de magnitude autour de 8 (Talca 1928 ; Valparaiso 1822, 1906, 1985 ; Illapel 1880, 1943, 2015). Donc, le séisme géant suit son propre cycle et se produit quand son segment est mûr et prêt à rompre, reprenant un ou plusieurs segments indépendants, qu'ils aient rompu auparavant ou non. Par contre, le cas de Valdivia suggère qu'ils relâcheraient suffisamment de déformation pour engendrer une période de quiescence de plusieurs décennies après leur occurrence. On parle ainsi de séismes géants qui suivraient un super-cycle, indépendant du cycle normal. Ce super-cycle a aussi été observé sur la subduction de Sumatra grâce aux récifs de corail qui enregistrent les déplacements co-sismiques dans leurs anneaux de croissance [SIE 08].

– Un séisme de subduction de taille moyenne, un peu profond, situé sous la côte et à la latitude d'une grande ville ou d'une infrastructure portuaire. Récurrence inconnue. Accélération supérieures à 1 g très probable.

– Un très grand séisme de subduction qui romprait plusieurs centaines de km de l'interface. Avec près de 500 km de rupture, cela correspondrait à une magnitude proche de 9. À l'heure actuelle, c'est un scénario possible dans la région de l'Atacama si l'on croit à la récurrence établie par les événements de 1819 et 1922.

– Un super-séisme de subduction qui romprait 1 000 km de long comme Sumatra en 2004. C'est peut-être le scénario du séisme de 1730 qui aurait rompu de Concepcion à La Serena. Ce type d'événement est sans doute très exceptionnel et on n'a que très peu d'informations sur son temps de retour et les conditions nécessaires à son occurrence.

– Un séisme intra-slab profond du type de Chillan 1939, Punitaqui 1997 ou Tarapaca 2005. Ces séismes sont relativement peu fréquents, mais pas exceptionnels. Ils sont destructeurs car ils produisent des accélérations assez fortes à la verticale de leur épicerne, qui se trouve à l'intérieur des terres habitées. Parce qu'ils correspondent à des contraintes en profondeur dans la plaque plongeante que l'on a aucun moyen direct de quantifier, leur occurrence et leur récurrence restent très difficiles à quantifier.

– Un séisme crustal sur une faille continentale comme San Ramon dans la région de Santiago. Faille extrêmement lente (maximum 1 mm/an à comparer aux 70 mm/an de la subduction), donc séisme extrêmement peu fréquent (peut-être 1 tous les 1 000-10 000 ans), donc avec une probabilité de retour très diluée dans le temps. Un tel séisme serait très destructeur, parce que son épicerne serait très proche de la surface et peut-être même en ville, même avec une magnitude modeste. Le séisme d'Haïti de 2010, de magnitude modérée mais causant un niveau de destruction extrêmement élevé et près de 300 000 morts est l'exemple typique de ce genre d'événement.

**Encadré 5.1.** *Résumé des scénarios à craindre pour le Chili*



Un séisme majeur, de l'ordre de magnitude 9, s'est produit en 1877 sur la subduction au nord du Chili. Ce séisme est connu sous le nom du séisme du Grand Nord ou du séisme du coude d'Arica (ville chilienne proche de la frontière avec le Pérou). Comme aucun autre très grand séisme ne s'est produit dans cette région depuis cette date, la zone est considérée comme un gap sismique à surveiller : la déformation s'y accumulant au rythme d'environ 6-7 cm/an depuis près d'un siècle et demi, le gap semble mûr pour produire bientôt un très grand séisme capable de relâcher d'un coup les 10 m de déformation accumulée depuis 1877. Au premier abord, la localisation du gap semble correspondre avec le couplage fort évalué dans la zone, ce qui confirmerait la théorie : les séismes se produisent là où la subduction est bloquée parce que c'est là que la déformation s'accumule. Mais en réalité, la zone de couplage fort ne correspond pas du tout à la rupture supposée de 1877 : elle est beaucoup plus courte (250 km au lieu de 500 km). Cette observation a conduit à douter de l'exactitude des cartes de couplages, voire même à remettre en cause la théorie des gaps. En fait, c'est l'estimation de la rupture de 1877 qui pose problème : une lecture attentive de la littérature scientifique montre comment la taille de la rupture est « augmentée » au fil du temps... dans la littérature elle-même (tableau 5.2 et figure 5.5).

Dans un premier article [KAU 86], la rupture de 1877 va d'abord de Cobija (22,5°S) à Tarapaca (20°S) soit ~ 285 km de long. Cette longueur (A1, tableau 5.2) est obtenue à partir de la taille de la zone affectée par des intensités supérieures ou égales à VIII (destructions importantes sur l'échelle de Mercalli) et d'après une hypothèse en vogue à l'époque qui relie longueur de rupture et intensité VIII [DOR 90]. Les intensités sont estimées d'après les descriptions de l'époque rapportées dans le livre de F. Montessus de Ballore de 1916 [MON 19] (figure 5.5). Mais ces estimations sont délicates : il n'est pas rare que des intensités différentes soient rapportées dans des villages proches, que des intensités anormalement fortes soient rapportées loin de l'épicentre ou au contraire des intensités anormalement faibles plus proches. Ainsi, les terminaisons nord et sud de la rupture sont difficiles à établir. De ce fait, dans un deuxième temps, [KAU 86] allonge la rupture jusqu'à Pisagua au nord (19,5°S) et porte sa longueur à ~ 350 km (A2, tableau 5.2) en suivant une information plus ou moins douteuse rapportée par un journaliste péruvien de l'époque : il y aurait eu une subsidence importante d'une bande côtière dans les environs de Pisagua, subsidence attestée par le fait que la mer a inondé cette zone. Dans son article, [KAU 86] écrit bien qu'il a des doutes sur cette information contradictoire avec le faible niveau de destruction relevé à Pisagua, mais la prend quand même en compte. Dans un troisième temps, il allonge encore la rupture de 40 km au sud de Cobija et porte la longueur à 390 km (A3, tableau 5.2). C'est sur la base de ces allongements successifs qu'il dessine sa zone d'iso-intensité VIII (figure 5.5). Pour finir, il utilise une longueur de 400 km (A4, tableau 5.2) pour ses calculs. En réalité, le « besoin » pour une grande longueur de rupture vient de la formule d'Abe (sismologue japonais de l'époque) qui relie la magnitude (M) à la longueur de rupture (L) très simplement :  $M \sim L^3$  [ABE 79]. Selon cette formule, une longueur de rupture de 285 km est très insuffisante pour obtenir la magnitude 9 et une longueur de 400 km est nécessaire. Aujourd'hui, on sait que cette formule n'est pas correcte : elle attribue une magnitude 10 au séisme de Sumatra de 2004 (1 300 km de long) – au lieu de 9,2 –, et une magnitude 8,5 au séisme du Japon de 2011 (250 km de long) – au lieu de 9,0.

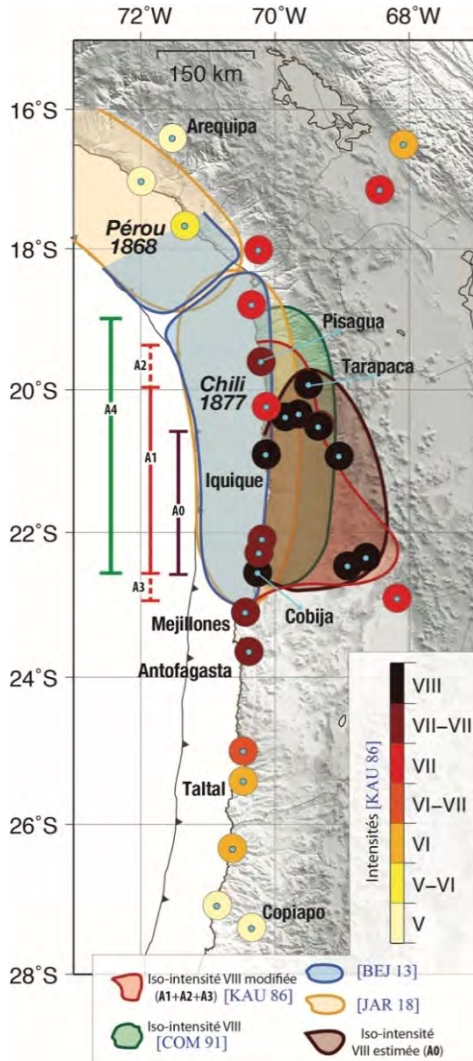
Dans un deuxième article postérieur [COM 91, figure 1e], la rupture va du sud de Cobija à loin au nord de Pisagua soit  $\sim 425$  km de long (B, tableau 5.2). L'article reprend et combine deux informations légèrement discordantes de [KAU 86] : une longueur de Cobija ( $22,5^{\circ}\text{S}$ ) à Pisagua ( $19,5^{\circ}\text{S}$ ) mais une zone épiscopale allant de  $22,5^{\circ}\text{S}$  jusqu'à  $19^{\circ}\text{S}$ . Cet article, rédigé en anglais dans une revue internationale, contrairement à l'article [KAU 86] rédigé en espagnol et publié dans une revue chilienne, fera date. Malheureusement, comme il décrit beaucoup d'autres séismes du Chili, le paragraphe sur 1877 est un bref résumé des conclusions de [KAU 86] et ses doutes et imprécisions ne sont pas mentionnés.

Dans un troisième article [BEJ 13, figure 1], la rupture va de Mejillones ( $23^{\circ}\text{S}$ ) au nord d'Arica ( $18,5^{\circ}\text{S}$ ) soit  $\sim 500$  km de long (C, tableau 5.2). Les auteurs citent l'article référence [COM 91] en anglais et ne mentionnent pas de données supplémentaires. Il s'agit d'un dessin un peu différent. En effet, la rupture qui s'est produite au Pérou en 1968 y est également dessinée et présentée comme disjointe de la rupture de 1877 au Chili, tout comme dans [COM 91] ; mais la limite entre les deux séismes est remontée vers le nord de plus de 50 km (figure 5.5).

Dans un dernier article [JAR 18, figure 1], la rupture rejoint également la frontière avec le Pérou aux alentours de  $18^{\circ}\text{S}$  avec une longueur du même ordre de grandeur ( $\sim 510$  km) (D, tableau 5.2), mais surtout, elle recouvre partiellement le séisme péruvien de 1868 (figure 5.5). Les auteurs ne citent pas les articles précédents et n'indiquent pas pourquoi ils dessinent une rupture différente.

En résumé, en 30 ans de littérature scientifique sur le sujet, la rupture a pratiquement doublé de taille, passant des 285 km relevés initialement aux 510 km décrits finalement. La toute première estimation de la rupture, établie sur la taille de la région affectée par des destructions d'intensité VIII et plus, soit 270 km positionnés entre Cobija ( $22,5^{\circ}\text{S}$ ) et le sud d'Iquique ( $20,5^{\circ}\text{S}$ ), correspond bien au couplage évalué aujourd'hui par GPS. Ce couplage révèle une segmentation plus complexe que deux grands segments contigus ayant rompu en 1868 (Pérou) et 1877 (Chili), qui seraient prêts à rompre de nouveau prochainement. En réalité, les deux grands séismes historiques sont disjoints d'au moins 200 km entre Arica et Iquique, cette portion étant elle-même constituée de deux segments : le coude proprement dit entre Arica et Pisagua, peu couplé avec une faible sismicité, et le segment Pisagua-Iquique qui est couplé et a précisément rompu en 2014. L'aléa sismique de la région doit être complètement revu à la lumière du couplage révélé par GPS et de la relecture attentive de la littérature scientifique. Si les segments d'Arica (peu couplé) et Pisagua (déjà rompu en 2014) ne participent ni au séisme de 1877 ni à sa répétition à venir, alors ces séismes correspondent à une longueur deux fois plus courte sur laquelle il faut accumuler deux fois plus de déformation pour produire la même magnitude. À la même vitesse (les 6 cm/an de la convergence inter-plaque), il faut simplement deux fois plus longtemps, soit environ 300 ans au lieu des 150 ans précédemment évoqués. Le prochain séisme de magnitude 9 de la région ne serait donc pas pour le XXI<sup>e</sup> siècle, mais plutôt pour le XXII<sup>e</sup>.

**Encadré 5.2.** *L'histoire embrouillée du gap sismique du Grand Nord Chili*



**Figure 5.5.** Zone épiscopentrale et longueur de rupture du séisme de 1877 telles que décrites dans la littérature scientifique (tableau 5.2). Intensités des destructions dues au séisme de 1877 selon l'échelle de Mercalli modifiée d'après [KAU 86]. Les cercles colorés indiquent les intensités attribuées par [KAU 86] d'après l'analyse des descriptions des destructions compilées par [MON 19]. La zone épiscopentrale originale correspond à la zone géographique où les destructions sont supérieures ou égales au niveau VIII (zone entourée par la courbe brune). Cette zone est sensiblement plus petite que les ruptures décrites dans la littérature scientifique et correspond à la longueur de rupture A0 de l'ordre de 270 km.

	Référence/figure/texte	Longueur de rupture	Commentaire
A1	[KAU 86, p. 9] : « intensidades VIII o mayor : lat min Cobija, lat max Tarapaca »	285 km	Iso-intensités supérieures ou égales aux VIII originales
A2	[KAU 86, p. 10] : « hundimiento costa Pisagua [...] incluir este punto dentro de la zone epicentral a pesar de intensida menor que VIII »	350 km	Iso-intensités VIII allongées vers le nord grâce à « l'information » subsidence à Pisagua
A3	[KAU 86, figure 2]	390 km	Iso-intensités VIII allongées vers le sud au-delà de Cobija vers Mejillones
A4	[KAU 86, p. 12] : « utilizando esta relacion hemos estimado la magnitud con longitud de falla de 400 km »	400 km	Valeur utilisée pour calculer la magnitude selon la formule d'Abe
B	[COM 91, figure 1e]	425 km	Cite A. Combine la longueur de 400 km et l'information du résumé de [KAU 86] (de 19°S à 21,5°S)
C	[BEJ 13, figure 1a]	505 km	Pas d'explication, cite B. Les ruptures de 1877 et 1868 sont disjointes
D	[JAR 18, figure 1]	510 km	Pas d'explication, cite C. Les limites des ruptures de 1877 et 1868 se recouvrent

**Tableau 5.2.** Résumé (non exhaustif) de la longueur de la rupture du séisme de 1877 rapportée dans la littérature scientifique (depuis 1986)

## 5.6. Bibliographie

- [ABE 79] ABE K., “Size of great earthquakes of 1837–1974 inferred from tsunami data”, *Journal of Geophysical Research*, vol. 84, pp. 1561–1568, 1979.
- [BEJ 13] BEJAR-PIZARRO M., SOCQUET A., ARMILIO R. *et al.*, “Andean structural control on inter-seismic coupling in the North Chile subduction zone”, *Nature Geoscience*, vol. 6, pp. 462–467, 2013.
- [CIF 89] CIFUENTES I., SILVER P., “Low-frequency source characteristics of the great 1960 Chilean earthquake”, *Journal of Geophysical Research*, vol. 94, pp. 643–663, 1989.

Cette bibliographie est identique à celle de l'ouvrage correspondant en anglais publié par ISTE.

- [COM 91] COMTE D., PARDO M., “Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps”, *Nat. Hazards*, vol. 4, pp. 23–44, 1991.
- [DOR 90] DORBATH L., CISTERNAS A., DORBATH C. *et al.*, “Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru”, *Bulletin of Seismological Society of America*, vol. 80, pp. 551–576, 1990.
- [HOL 11] HOLTkamp S.G., PRITCHARD M.E., LOHMAN R.B. *et al.*, “Earthquake swarms in South America”, *Geophysical Journal International*, vol. 187, no. 1, pp. 128–146, 2011.
- [JAR 18] JARA J., SANCHES-REYES H., SOCQUET A. *et al.*, “Kinematic study of Iquique 2014 Mw8.1 earthquake: Understanding the segmentation of the seismogenic zone”, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 503, pp. 131–143, 2018.
- [KAN 74] KANAMORI H., CIPAR J., “Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960”, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 9, pp. 128–136, 1974.
- [KAN 19] KANAMORI H., RIVERA L., LAMBOTTE S. *et al.*, “Evidence for a large strike-slip component during the 1960 Chilean earthquake”, *Geophysical Journal International*, vol. 218, pp. 1–32, 2019.
- [KAU 86] KAUSEL E., “Los Terremotos de Agosto de 1868 y Mayo de 1877 que Afectaron el Sur del Peru y Norte de Chile”, *Boletin de la Academia Chilena de Ciencias*, vol. 3, pp. 8–12, 1986.
- [KHA 02] KHAZARADZE K., WANG K., KLOTZ J. *et al.*, “Prolonged post-seismic deformation of the 1960 great Chile earthquake and implications for mantle rheology”, *Geophysical Research Letters*, vol. 29, no. 22, pp. 2050, 2002.
- [KEL 72] KELLEHER J.A., “Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions”, *Journal of Geophysical Research*, vol. 77, no. 11, pp. 2087–2103, 1972.
- [MAD 91] MADARIAGA R., “Chili : l’œil sur le séisme”, *Le Provençal*, 3 March 1991.
- [MAD 10] MADARIAGA R., METOIS M., VIGNY C. *et al.*, “Central Chile finally breaks”, *Science*, vol. 328, no. 5975, pp. 181–182, 2010.
- [MET 12] METOIS M., VIGNY C., SOCQUET A. *et al.*, “Interseismic coupling, segmentation and mechanical behavior of the central Chile subduction zone”, *Journal of Geophysical Research*, vol. 117, pp. B03406, 2012.
- [MET 16] METOIS M., VIGNY C., SOCQUET A., “Interseismic coupling, megathrust earthquakes and seismic swarms along the Chilean subduction zone (38°–18°S)”, *Pure and Applied Geophysics*, vol. 173, pp. 1431–1449, 2016.
- [MON 19] MONTESSUS DE BALLORE F., *Bibliografía general de Temblores y Terremotos*, Imprenta Universitaria, Santiago de Chile, 1915–1919.
- [NIS 85] NISHENKO S., “Seismic potential for large and great interplate earthquakes along the Chilean and Southern Peruvian margins of South America: A quantitative reappraisal”, *Journal of Geophysical Research*, vol. 90, pp. 3589–3615, 1985.

- [OKA 91] OKAL A., TALANDIER J., “Single-station estimates of the seismic moment of the 1960 Chilean and 1964 Alaskan earthquakes, using the mantle magnitude  $M_m$ ”, *Pure and Applied Geophysics*, vol. 136, pp. 103–126, 1991.
- [RUI 17] RUIZ S., MORENO M., MELNICK D. *et al.*, “Reawakening of large earthquakes in south central Chile: The 2016 Mw 7.6 Chiloé event”, *Geophysical Research Letters*, vol. 44, no. 13, pp. 6633–6640, 2017.
- [RUI 18] RUIZ, S., MADARIAGA R., “Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile”, *Tectonophysics*, vol. 733, pp. 37–56, 2018.
- [SIE 08] SIEH K., NATAWIDJAJA D.H., MELTZNER A.J. *et al.*, “Earthquake supercycles inferred from sea-level changes recorded in the Corals of West Sumatra”, *Science*, vol. 322, no. 5908, pp. 1674–1678, 2008.
- [UDI 12] UDIAS A., MADARIAGA R., BUFORN E. *et al.*, “The large Chilean historical earthquakes of 1647, 1657, 1730, and 1751 from contemporary documents”, *Bulletin of Seismological Society of America*, vol. 102, pp. 1639–1653, 2012.
- [VIG 11] VIGNY C., SOCQUET A., PEYRAT S. *et al.*, “The 2010 Mw 8.8 Maule mega-thrust earthquake of Central Chile, monitored by GPS”, *Science*, vol. 332, pp. 1417–1421, 2011.
- [VIG 22] VIGNY C., KLEIN E., “The 1877 megathrust earthquake of North Chile two times smaller than thought? A review of ancient articles”, *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 117, pp. 103878, 2022.
- [WIL 29] WILLIS B., *Studies in Comparative Seismology: Earthquake Conditions in Chile*, Carnegie Institution of Washington, 1929.