Dr. JUAN BRÜGGEN

11(73-41)

# Contribución a la geología sísmica de Chile

Santiago de Chile
Imprenta Universitaria
1944

BIBLIOTECA NACIONAL
SECCION CHILENA

11(73-41)

# Contribución a la geología sísmica de Chile

9882

BIBLIOTECA NACIONAL
SECCION CHILENA

Dr. JUAN BRÜGGEN

# Contribución a la geología sísmica de Chile

Santiago de Chile
Imprenta Universitaria
1943

VISITACION
de IMPRENTAS y BIBLIOTECAS
FEB 22 1944
DEPOSITO LEGAL

BIBLIOTECA NACIONAL
SECCION CHILENA

## Introducción

### Movimientos actuales de la costra terrestre

Desde que el hombre observó la naturaleza con ojos abiertos, la superficie de la tierra con sus planicies, lomas y cerros, le parecía existir en forma invariable desde el primer momento de su creación. Pero, en regiones azotadas por violentos terremotos, como en Grecia e Italia, los cambios en la costa eran tan manifiestos, que podían establecerse teorías como la de Pitágoras, según la cual la tierra firme antes había sido fondo de mar, lo que pudo comprobarse también por las petrificaciones descubiertas; además, suponía que el actual fondo del mar antes había sido tierra firme. Pero tales ideas eran en general limitadas a un pequeño círculo de filósofos y sus alumnos.

Los mitos que hacían nacer cerros y lagos por obra de fuerzas mitológicas, como por los titanes en la antigua Grecia o por el diablo en la edad media, se limitan generalmente a explicar alguna forma rara de la naturaleza, la forma puntiaguda o achatada de algún cerro, algún puente natural, etc. No cambian el concepto de la invariabilidad de la superficie terrestre, tampoco la leyenda del diluvio, ya que antes y después existían los mismos cerros y valles.

Rara vez los mitos tendrán alguna base histórica conservada por la tradición de muchos siglos, como el famoso mito de

SECCION CONTROL
Y
CATALOGACION
BIBLIOTECA NACIONAL

la Atlántida inundada en una catástrofe local, que se produjo en la región de las Sirtes en Tunisia, y que sirve hasta hoy día para entretener a miles de ocultistas en todo el mundo.

Ya en sus primeros pasos que dió la ciencia geológica por la naturaleza, se reconoció que no había nada eterno en la tierra y que aun los cerros más altos habían nacido algún día y que estaban expuestos a una destrucción lenta por los agentes atmosféricos. Por los disturbios que presentaban los estratos se supo que fuera de solevantamientos, se habían producido también hundimientos de extensas regiones, resultando terrenos bajos, golfos y mares. Pero estos sucesos se fechaban en épocas geológicas lejanas, cuando nacieron las serranías acompañadas de gigantescas catástrofes. Para la actualidad se suponía una tranquilidad casi absoluta de las fuerzas geológicas, que se ocuparían en primera línea en hacer desaparecer los destrozos causados por los excesos «juveniles» de la tierra en el terciario. Lentamente la erosión destruía las serranías y redujo su altura. Si se produjeron de vez en cuando algunas catástrofes sísmicas o volcánicas, generalmente en tierras lejanas de la vieja Europa, la crítica científica se empeñó en reducir en lo posible los efectos producidos o negarlos por completo, como tendremos ocasión de verlo al hablar de los solevantamientos de la costa de Chile que se produjeron en varios de los terremotos grandes.

Pero, a base de las mediciones geodésicas exactas, sabemos hoy que las mismas fuerzas tectónicas, fallas y plegamientos, fuera del volcanismo, siguen obrando sin intermitencia, siendo sus manifestaciones más evidentes los numerosos temblores. Estos son más frecuentes en las serranías y zonas quebradas de la tierra y a menudo constituyen grandes catástrofes para el hombre.

Las nivelaciones exactas y los trabajos geodésicos han comprobado que fuera de los movimientos acompañados de temblores y terremotos, se producen también dislocaciones enteramente tranquilas.

Así se ha comprobado para los Alpes Orientales, que esta gran cordillera avanza 25 cm. en cien años hacia el NW. Dentro de los Alpes, los movimientos son aun más importantes, como se constató al revisar antiguas determinaciones de alturas,

hechas 60 a 70 años antes. En varias de las regiones estudiadas ninguna cumbre había conservado su altura original. Así el Rannach, un cerro situado al norte de Graz, que está cubierto por bosques hasta su cumbre, había perdido varios metros de altura. La cubierta de bosques excluye la posibilidad que se trate del efecto de la denudación. En los «Hohen Tauern» en Tirol, varias cumbres pasaron en los últimos 60 años de los 3.000 m., que antes tenían alturas en varios metros más bajas. Los cambios observados corresponden a las grandes líneas tectónicas, especialmente a las napas de recubrimiento.

Otro punto interesante es el cerro Dobratsch en Carintia, que es empujado hacia el norte, donde de su falda abrupta se desprenden grandes derrumbes a ciertos intervalos que pueden medir siglos o pocas decenas de años. En una mina de plomo vecina, se determinó que el movimiento en una sola falla era de 1 mm. por año. Tomando en cuenta que existen numerosas fallas paralelas de la misma clase, en todas las cuales se producen movimientos parecidos, se llega fácilmente a traslaciones de varios centímetros por año.

En una región fuera de los Alpes, en el valle superior del Rhin, entre Basilea y Maguncio, comprobó Wilser movimientos importantes de la costra terrestre, basándose en diferentes obras de ingeniería. Hay varias zonas de solevantamiento y otras de hundimiento, que atraviesan oblicuamente al valle ancho del Rhin. Las obras de regulación del río tuvieron sólo éxitos pasajeros, porque en las zonas de hundimiento muy luego se repetían las inundaciones y sedimentaciones, mientras que en las fajas de solevantamiento había fuerte erosión, de modo que después de pocos años, las avenidas más grandes cabían dentro del perfil destinado para las aguas medias.

Sería interesante hacer observaciones parecidas sobre erosión y sedimentación en nuestros ríos, p. ej. en el Aconcagua. Este atraviesa fosas o depresiones tectónicas en las hoyas de Los Andes-San Felipe, en la fosa de Catemu-Llayllay y en la de Melón-Ocoa (véase figura 18). También la fuerte sedimentación del Maipo en la Isla del Maipo, antes de entrar a la Cordillera de la Costa, parece deberse a un hundimiento lento de esta parte del valle longitudinal frente a la falla que corre por el pie de la Cordillera de la Costa.

Otros estudios de Wilser se referían a las líneas de ferrocarril, que atraviesan en varios puntos las fallas terciarias en que se ha hundido la fosa del Rhin superior. Pudo constatar que los puntos, donde la línea necesitaba constantes reparaciones de la vía, se hallaban siempre encima de tales fallas.

Un punto, donde la línea de Santiago a Valparaíso atraviesa una de las fallas del pie de la Cordillera de la Costa, se halla a pocos cientos de metros al suroeste de la estación de Rungue. Otro punto parecido se halla en el ferrocarril de Antofagasta al interior, en la estación La Negra (véase fig. 2). Tales puntos, y muchos otros más merecen una constante supervigilancia.

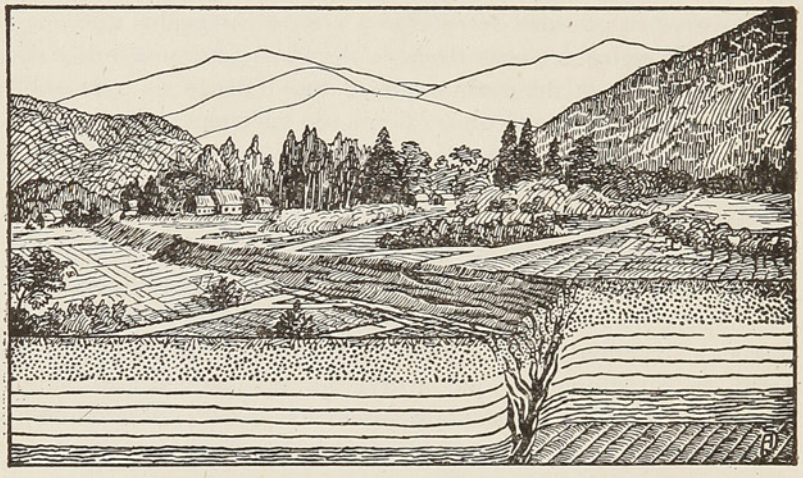


FIG. 1.—La falla del valle de Neo, en Midori, Japón. Según Koto-Sieberg.

Movimientos más grandes de la costra terrestre se producen a menudo acompañados de grandes catástrofes, como en el gran terremoto japonés del año 1891. En el valle de Neo se formó una falla de más de 100 km. de longitud que en la región de Midori presentó un salto vertical de 7 m., moviéndose un lado en 4 m. horizontales, llevando consigo todos los edificios y habitantes sin mayores daños. En el dibujo se puede observar esta traslación horizontal por el cambio de posición de los dos caminos. En el terremoto de California de 1906, se produjo en una larga falla, que aparece en la figura 20, un hun-

dimiento del ala oriental de 1 m.; además el mismo lado sufrió una traslación horizontal en 2 a 4 m. hacia el SSE.

En Chile no se han observado todavía movimientos visibles a la simple vista que se hayan producido durante un terremoto. Pero en el terremoto de Chillán de 1939, la revisión de una nivelación de precisión dió a conocer movimientos diferenciales de hasta 1,60 m. en las fallas que limitan la Cordillera de la Costa en el oeste y este (véase figura 19).

Además, se conocen en el país varias fallas bien visibles, en que se habrán producido movimientos en épocas muy recientes. En Antofagasta, a unos 10 a 15 km. de la costa, pasa tal falla moderna por el pie oriental del primer cordón de la costa, co-

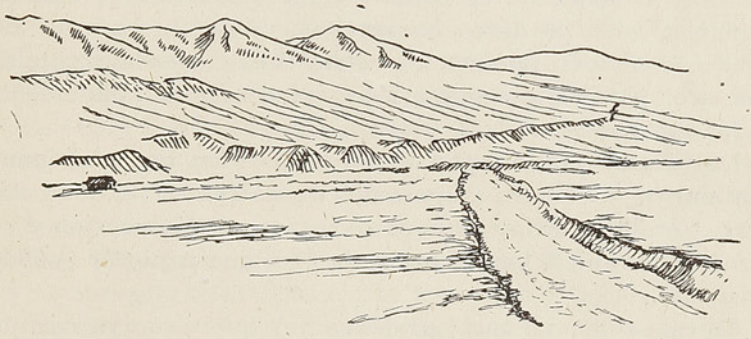


FIG. 2.—Falla reciente en la estación La Negra, Antofagasta (desde el camino a Yungay, hacia el norte) *f—f=falla.*

mo se ve en la figura 2. La falla que atraviesa los grandes taludes que descienden de los cerros de la costa, sigue por muchos kilómetros hacia el sur y norte y reaparece a unos 20 km. al norte, cerca del Salar del Carmen, donde se presenta con el mismo aspecto al norte del camino a Calama.

Sería muy interesante someter esta falla a una supervigilancia estricta, construyendo dos a tres hitos a ambos lados y revisarlos cada tres meses. En vista de la poca distancia a Antofagasta y de la situación a unos 100 m. del camino de auto, tal supervigilancia sería muy fácil, tanto más habiendo en Antofagasta varias oficinas fiscales con numerosos ingenieros.

Otro punto con una falla parecida se halla al pie oriental

de la meseta, encima de la cual se levanta el Morro de Mejillones. El camino de auto, que conduce del puerto mencionado a las guaneras, atraviesa la falla poco antes de entrar a la garganta estrecha en la cual principia la subida fuerte. También esta falla debería supervigilarse en forma parecida, revisando las marcas de nivelación y triangulación a lo menos cada tres meses.

En forma parecida deberían observarse las fallas del valle longitudinal de Santiago, no sólo después de un temblor fuerte, sino a intervalos regulares, a lo menos una vez al año. Después de un fuerte temblor hay que revisar inmediatamente los hitos. En caso de haberse observado movimientos importantes, las observaciones se repetirían a intervalos de días y después semanas, mientras duren las réplicas. Además, hay que extender la revisión también a posibles traslaciones horizontales, que acompañan a menudo a los movimientos de hundimiento y solevantamiento.

Dos puntos muy importantes que deberían revisarse inmediatamente y después a intervalos regulares, son las dos fallas de la Cordillera de la Costa, entre la plaza de Concepción y un punto situado a 4 km. al este y la otra que pasa por Quillón (Fig. 19).

En esta supervigilancia geodésica hay que tomar en cuenta, lo que se explica más abajo a base de la figura 15. Por esto hay que poner también marcas de nivelación a una distancia de más o menos 1 a 2 km. de distancia de la falla. Fuera del interés científico, la supervigilancia podrá indicar también los momentos cuando la tensión en la vecindad de la falla alcanzará un grado tal que luego podrá contarse con un terremoto o temblor fuerte.

## I. La estructura geológica de Chile

Si queremos entender bien la naturaleza de los temblores chilenos, debemos conocer primero la historia geológica de la Cordillera y sus relaciones con la parte vecina del mar.

Hasta el cretáceo medio, toda la región de la cordillera, desde el Pacífico hasta el borde de las actuales pampas argen-

tinas, estaba cubierta por el mar abierto, en el cual se depositaron las capas calizas con fósiles que hoy se encuentran en muchos puntos de la cordillera, a véces a alturas de varios miles de metros. Al mismo tiempo había en la región del actual Chile una actividad volcánica extraordinaria, por la cual se formaron los miles de metros de lavas, tobas, areniscas y brechas porfiríticas, que componen la mayor parte de los cerros de la cordillera. Este volcanismo antiguo, del jurás'co y cretáceo inferior, está hoy enteramente apagado y no tiene nada que hacer con los volcanes actuales.

En el cretáceo medio se formó por primera vez la Cordillera de los Andes por plegamiento de las capas poco antes depos'tadas. Al mismo tiempo hicieron intrusión los grandes macizos granodioríticos que se extienden sin interrupción desde Magallanes hasta Valdivia y que continúan en una serie de macizos enormes por la Cordillera de la Costa hasta la región de Copiapó y en forma de macizos de dimensiones más reducidas hasta Tarapacá. Tales macizos pequeños abundan también en la alta cordillera del centro y norte, donde ocupan superficies de pocos hasta muchas decenas de kilómetros cuadrados. Tampoco influye el plegamiento, ni la intrusión de los macizos granodioríticos en los temblores actuales, que quedan separados de los cataclismos cretáceos por una larga época de tranquilidad grande.

En esta época de reposo, que siguió al primer plegamiento, la cordillera, en la cual estaban unidas la de la Costa y la de los Andes, sufrió una fuerte denudación y, a fines del terciario, las originales serranías estaban reducidas a un lomaje suave, que subía lentamente desde el mar hacia el este. Probablemente ninguno de sus cerros pasó de los 1.000 m. de altura, si hacemos abstracción de algunos volcanes gigantes que se formaron en el terciario medio. Se trata en primera línea de los centros de erupciones de lavas liparíticas y andesíticas, que tienen enorme extensión en la Puna de Atacama. A estos volcanes, que se presentan hoy sólo como ruinas de los antiguos conos gigantescos, pertenece un centro de erupción en la región de las minas de Caracoles, en Antofagasta, cuyas lavas y tobas blancas han dado el nombre al cerro Cinchado, que llama la atención desde lejos por una banda clara que desciende con su

inclinación original hacia el oeste. Otro cerro de la misma clase es el Aconcagua, cuyas lavas dacíticas forman el subsuelo y la superficie de altas mesetas situadas al este de Putaendo, en la región de la Laguna del Copín. También estos centros volcánicos están completamente apagados hoy día y no intervienen en los temblores actuales.

Poco antes de las erupciones del mioceno, se habían producido ya fuertes dislocaciones en forma de fallas, que se pueden observar con más detalles en las minas de carbón de Arauco y Concepción. Se formaron bloques de inclinación hacia el oeste y en parte también hacia el este, limitados por fallas normales de rumbo N-S. En Arauco, este período de dislocaciones es posterior al piso de Concepción del eoceno y anterior al piso de Navidad del oligoceno. En el centro del país, las irregularidades de la superficie causadas por estas fallas, han desaparecido luego por la erosión. Pero en los desiertos del norte, los bloques con sus fallas poco destruídas por la erosión, que terminó con el secamiento del clima, se pueden observar aún hoy día. De mayor importancia entre las fallas de esa edad es la que pasa al pie oriental de la Cordillera de la Costa del Toco y de Tarapacá. Esta falla es anterior a la formación liparítica que, en parte, se estancó al este de ella, en parte atraviesa la falla sin presentar dislocación, como puede observarse en el perfil por la quebrada de Tana (1). Es de suponer que estas fallas antiguas no desempeñen ningún papel importante en los temblores actuales. Pero, en parte, se han repetido en ellas movimientos nuevos en el plioceno, como p. ej. en la larga falla que va desde San Antonio a Gallinazos y que continúa después como borde de la Cordillera de la Costa hacia el Salar de Pintados.

### A. Las fallas principales relacionadas con las Cordilleras y el valle longitudinal

A fines del terciario, en el plioceno y en el cuaternario inferior siguieron las erupciones volcánicas formándose los grandes conos de andesitas y basaltos de la Puna de Atacama y de la

(1) Véase perfil por la Quebrada de Tana en: Brüggen (4).

cordillera de Chile central. Este volcanismo moderno, que continúa en actividad hasta hoy día, estaba acompañado de grandes trastornos en la costra terrestre que, en toda la extensión de Chile principió a romperse en largas fajas de rumbo N-S. Estas fajas, separadas por fallas de rumbo N-S. y por otras trasversales, constituían bloques que se removían uno con respecto al otro. Las fajas correspondientes a la Cordillera de los Andes y a la de la Costa subían y entremedio de ambas cordilleras se hundieron las fosas del Valle Longitudinal del norte y del centro y sur del país, fuera de otras fosas como la gran depresión del Salar de Atacama y otras más.

Por la formación del valle longitudinal, se separaron las dos cordilleras, de modo que no puede mantenerse la idea muy difundida que la Cordillera de la Costa sea más antigua que la de los Andes.

En la parte sur y central del país las fallas a ambos lados del valle longitudinal son muy recientes, como puede reconocerse por la escasa erosión que ha sufrido su plano fuera de los puntos donde la atraviesan quebradas o valles preexistentes. La escasa erosión puede observarse tanto al pie del cerro de Ramón, especialmente en la región de La Florida, como en el gran precipicio de los cerros de Chicauma, al noroeste de Lampa (véase figura 8). En otros puntos, el borde del valle longitudinal está formado por una flexura, descendiendo las superficies de las cordilleras en forma más suave. Esta dislocación, en que no se llegó al rompimiento completo, es más frecuente en el lado de la Cordillera de los Andes que en el de la Costa; alcanza su desarrollo más grandioso en la Puna de Atacama.

En la región del Aconcagua termina el gran valle longitudinal del centro de Chile, ramificándose en una serie de fosas estrechas, como las del valle de Melón, de Catemu, de Putaendo (véase fig. 18). Con esto termina la separación entre la Cordillera de la Costa y el valle longitudinal, que constituyen un sólo bloque solevantado en el plioceno, que principia en la costa con alturas de 300 a 1.000 m., como p. ej. en Andacollo, y que sube de allá lentamente hasta el pie de la Cordillera de los Andes, que está siempre bien marcado por un gran precipicio de falla. Un desarrollo muy grandioso tiene

este precipicio en Vicuña, al interior de Serena, donde está formado por grandes facetas triangulares, causadas por la erosión (2).

En esta zona intermedia de «valles transversales» no faltan valles longitudinales, pero sus dimensiones son muy reducidas. Tales valles de falla son el de Las Palmas y los que descienden a Caimanes y Tilama y otros que son aprovechados por el ferrocarril longitudinal. Según puede observarse desde el ferrocarril, los valles relativamente cortos tienen un ancho bastante grande con una terraza ancha, en la cual la erosión ha excavado una quebrada estrecha. La terraza es de origen tectónico y la pared de falla, que se presenta más típica en la falda occidental, está disuelta en unas pocas facetas tringulares grandes. En favor del origen tectónico de la falda, que limita la terraza en el oeste, habla el hecho que la falla atraviesa el cordón divisorio de un valle al otro. Cada valle pequeño termina en este cordón divisorio, con un ancho anfiteatro formado por la terraza tectónica. En forma esquemática se han indicado algunas de estas pequeñas fosas tectónicas en el mapa de la figura 18.

De origen tectónico es también la falda occidental del valle de Auco, afluente septentrional del río Illapel. Un poco valle abajo de la confluencia de sus nacimientos que provienen de las cuestas Los Hornos y Espino, se observa cómo la falla ha cortado en el medio a un cordón que separa un afluente chico del río principal. También el enorme anfiteatro, por cuyas faldas sube el ferrocarril longitudinal en su trazado nuevo, es de origen tectónico.

Más al norte hay otro valle tectónico, que principia en la cuesta de Las Cardas y que se extiende por la Serena hasta el Romeral. Especialmente su falda occidental, entre el Peñón y Serena presenta claramente los caracteres de falla.

Más al interior, en la situación de los grandes valles longitudinales del norte y sur se halla un extenso llano al este de las estaciones Cachiyuyo, Domeyko y Vizcachas. Continúa después de Vallenar hacia el norte, formando la llamada travesía.

---

(2) Sobre el origen de las facetas, véase J. Brüggen. (2) Figura 56. p. 193.

Pero, mirando la región de los valles trasversales desde algún punto alto, como p. ej. desde los cerros altos al NE. de Putaendo, prevalece la impresión que la Cordillera de la Costa, junto con su continuación oriental se ha solevantado como un solo bloque. Solamente la falla que acompaña el pie occidental de la Cordillera de los Andes, está bien desarrollada en toda la extensión de la cordillera.

En el norte, en Tarapacá y en el Toco, el valle longitudinal de la Pampa del Tamarugal está separado de la Cordillera de los Andes por una grandiosa flexura, que sube en la región de Pica y Tana desde los 1.300 m. hasta 4.000 m. de altura. En el pie mismo, aparecen pequeñas flexuras y también fallas secundarias.

El límite de la Pampa del Tamarugal hacia la Cordillera de la Costa está formado por una falla más antigua atravesada por numerosas quebradas secas. Por esto, la Cordillera de la Costa y el valle longitudinal del norte constituyeron un solo bloque, que fué solevantado en conjunto en unos 1.000 m. por los movimientos del plioceno o cuaternario antiguo. En el Toco puede observarse, cómo los cerros de la costa se pierden lentamente debajo de los sedimentos del relleno de la Pampa del Tamarugal y en el perfil de la quebrada de Tana se observa que las capas terciarias atraviesan sin mayor dislocación toda la Cordillera de la Costa (3).

Excepciones importantes son constituídas por las zonas en que las fallas recientes, que a menudo salen del interior de los cerros de la costa, constituyen el borde oriental de esta cordillera, como p. ej. en toda la extensión del Salar de Pintados y de los salares que siguen más al sur.

Enteramente distinto de la falda oriental de la Cordillera de la Costa es el aspecto de su descenso abrupto hacia el mar, como se puede observar en las interesantes planchetas de la Inspección de Geografía en 1919 (4). Con un precipicio enorme que mide más de 1.000 m., desciende el morro de Taracapá hasta el nivel del mar. En gran extensión la pared, con que se

(3) Véase Brüggen (4). Perfil de la tabla 1.

(4) Copias parciales de este mapa y del precipicio de la costa se hallan en Brüggen (2). Fig. 138 y en Brüggen (3) Fig. 33.

levanta el bloque de la costa, tiene 700 m. y en ninguna parte entre el río Loa y Arica menos de 400 a 500 m. De vez en cuando salen de esta falla principal otras trasversales que entran al bloque de la costa, terminando a unos 2 a 10 km. al interior. Otra fal'a grande da la vuelta por todo el pie norte del Morro de Tarapacá tomando al fin rumbo N-S. Otras fallas recientes avanzan hacia al oeste y dan origen a largas salientes como a la Pta. Pichalo, que protege el puerto de Pisagua por el sur.

La estructura del interior de la Cordillera de la Costa es bastante irregular por la intervención de las fallas de diferentes edades y porque el clima desértico ha impedido la destrucción de la estructura antigua. En general, las fallas antiguas, del terciario inferior o medio, tienen rumbo N-S y entre ellos los bloques largos han tomado suave inclinación hacia el oeste, presentando mayor declive hacia el este, que coincide con el plano de la falla. Este plano ha sido atravesado por numerosas quebradas pequeñas, pero sin que puedan borrar el borde rectilíneo. Resultan de este modo largos bolsones de rumbo N-S. separados por serranías que corresponden a las partes más elevadas por las fallas. Un bolsón típico de esta clase es el del Salar Grande, al este de Punta de Lobos. Otros se hallan al este del Morro de Tarapacá.

En otras partes de la Cordillera de la Costa hay una gran irregularidad, prevaleciendo bolsones de formas poco típicas, generalmente circulares o poco alargadas en dirección N-S. Una buena representación de esa zona se tiene en el mapa de la figura 9. Allá, hay una falla antigua típica, ya medio destruída por la erosión, entre los puntos A y B. Se puede reconocer todavía el borde rectilíneo que limita el bolsón de la Estación Central por el oeste, pero hay numerosas quebradas secas que han intersectado el plano de la falla.

Fuera de otras dislocaciones interesantes, que describiremos más abajo, el mapa de la figura 9 presenta también una dislocación muy reciente al sur de la Estación Central, entre los puntos C y D. Es ésta la más septentrional de tres fallas paralelas cuya más austral pasa cerca de la oficina San Pedro. Como se ve en el mapa, el salto de la falla es de 200 m. en la parte central; pero la falla termina luego en C y D debido a una disminución rápida del salto. Este fenómeno, que se ob-

serva también en las otras dos fallas de la región, es frecuente en fallas transversales que atraviesan anticlinales, y que han sido descritos por H. Cloos en su libro *Einführung in die Geologie*, en las páginas 275 y 278. Esta tectónica puede observarse especialmente bien en las planchetas de la región de Iquique. Parece extenderse hasta Chile central, ya que fallas trasversales recientes no son raras en la Cordillera de la Costa entre Santiago y Valparaíso, como p. ej. la falla enorme que pasa por el pie septentrional del cerro Vizcachas, al este de Tiltil y que desciende con un precipicio de unos 700 m. hacia la Cuesta de la Dormida y el nacimiento de la quebrada Alvarado (Fig. 8). La misma falla continúa hacia el este de Tiltil, pero con botamiento en sentido opuesto.

En la falla de la costa se hundió el fondo del mar formándose la fosa submarina de Atacama. Su edad es pliocénica y en la parte septentrional aun más nueva, ya que los sedimentos costaneros del mar del plioceno, que se hallan en las mesetas marinas de la región de Antofagasta-Mejillones, ya no existen al norte de Iquique, porque se hundieron debajo del fondo del mar. Arriba en el precipicio de la costa de Pisagua y aun más al norte, vemos terminar los mantos de yeso del terciario. Siendo el yeso un sedimento químico, que se ha depositado en un lago sin desagüe, antes la costa debe haber continuado por muchos kilómetros hacia el oeste, donde hoy se halla a cientos y miles de metros debajo del nivel del mar.

La edad de la falla de la costa puede determinarse también más al sur. En el morro de Mejillones, conchas marinas del plioceno se hallan a 585 m. sobre el mar y en Coquimbo a 100 a 200 m.; más o menos a la misma altura en Arauco.

Los movimientos ascendentes de las dos cordilleras continuaron también durante el cuaternario, época en que vivía el hombre prehistórico. Esto puede deducirse de las terrazas más bajas que se observan en todas partes en la costa y en los ríos, y que corresponden a diferentes etapas de solevantamientos separadas por épocas más tranquilas.

En la alta cordillera, los solevantamientos han sido aun más importantes, como lo indican las morrenas de piedra pómez de la penúltima o segunda época glacial que en San Gabriel se hallan a unos 300 m. encima del actual fondo del

valle, en un ancho fondo antiguo del cajón del Yeso. Aun a la salida del Maipo entre la Obra y Puente Alto, las mismas morrenas tienen una altura mucho más grande que en medio del valle longitudinal y parecen haberse solevantado junto con el bloque de la Cordillera de los Andes.

Más arriba hemos visto, además, que la fuerte sedimentación del río Maipo en la Isla del Maipo se debe probablemente a un estancamiento causado por el solevantamiento del bloque de la Cordillera de la Costa o por la continuación del hundimiento de esta parte del valle longitudinal.

En la figura 3 se ha dibujado en forma esquemática un perfil por Chile en la latitud de Valparaíso-Santiago, indicando las fallas principales. Estas acompañan los dos pies de las dos cordilleras. En territorio chileno se hallan en la costa misma ($f_1$) y a los dos lados del valle longitudinal ($f_2$ y $f_3$). Una cuarta falla se encuentra al pie oriental de la Cordillera de los Andes.

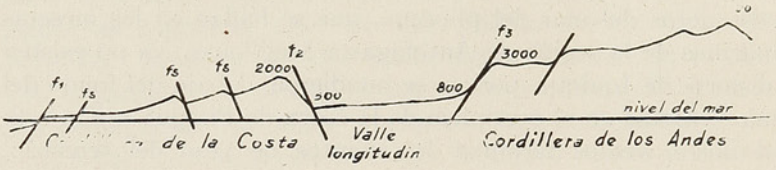



FIG. 3.—Perfil esquemático por Chile desde Valparaíso al cerro Plomo. (Las cifras indican metros sobre el mar)

Fuera de estas fallas de primer orden existen muchas secundarias, en cuanto se refiere a su papel en la morfología del país. Tales fallas secundarias están indicadas en forma esquemática por las líneas $f_5$. Fallas trasversales son también frecuentes, pero nunca son tan largas y continuas como las longitudinales.

Para la mayor parte de los terremotos grandes de Chile es característico que las tres fallas longitudinales, o sea la de la costa y las dos situadas a ambos lados del valle longitudinal, entran en acción, sea simultáneamente o una detrás de la otra.

Cuando en un terremoto se producen los movimientos diferenciales de los bloques separados por una falla, se nota el sacudimiento más fuerte encima y en la vecindad inmediata de la falla y de allá disminuye la intensidad hacia afuera.

Además, en la falla misma, los sacudimientos provienen directamente de abajo y se notan como golpes verticales, que son característicos para la línea epicentral, como se llama la línea situada encima de la falla en movimiento. En vista de que aún mayores bloques de la costra terrestre como las cordilleras o el valle longitudinal, están limitadas en todos sus costados por fallas, todas estas obran como líneas epicentrales. Esto significa que en el caso p. ej. del valle longitudinal, la intensidad del temblor se reparte como queda indicado en la figura 4.

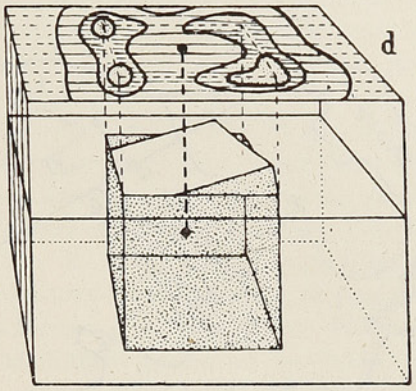



FIG. 4.—Repartición de la intensidad de un temblor en una fosa o silla tectónica. Según Sieberg.

Vemos en ella que la intensidad del sacudimiento es mayor no sólo en las fallas longitudinales, sino también en las trasversales y la mayor intensidad se nota en los cruzamientos de las dos clases de fallas. Pero, según veremos más abajo, esta repartición sufre alteraciones muy importantes por la calidad del subsuelo, si es de roca firme o de terreno de acarreo.

## B. DISLOCACIONES DEL TIPO SAGAMI

Las dislocaciones que hemos estudiado hasta ahora, dan origen a cerros o mesetas largas o a depresiones largas como valles longitudinales. Pero fuera de estas formas, existen en Chile cerros y depresiones de formas muy irregulares, que no

pueden explicarse solamente por el trabajo de la erosión efectuado en bloques solevantados o, como debidas a un relleno fuerte de valles excavados por la erosión fluvial.

1) *Depresiones irregulares del tipo Casablanca*

Un buen ejemplo de esta clase de depresiones lo constituye la hoya de Casablanca en el camino de Santiago a Valparaíso, que se halla representada en la figura 5, en la cual el límite

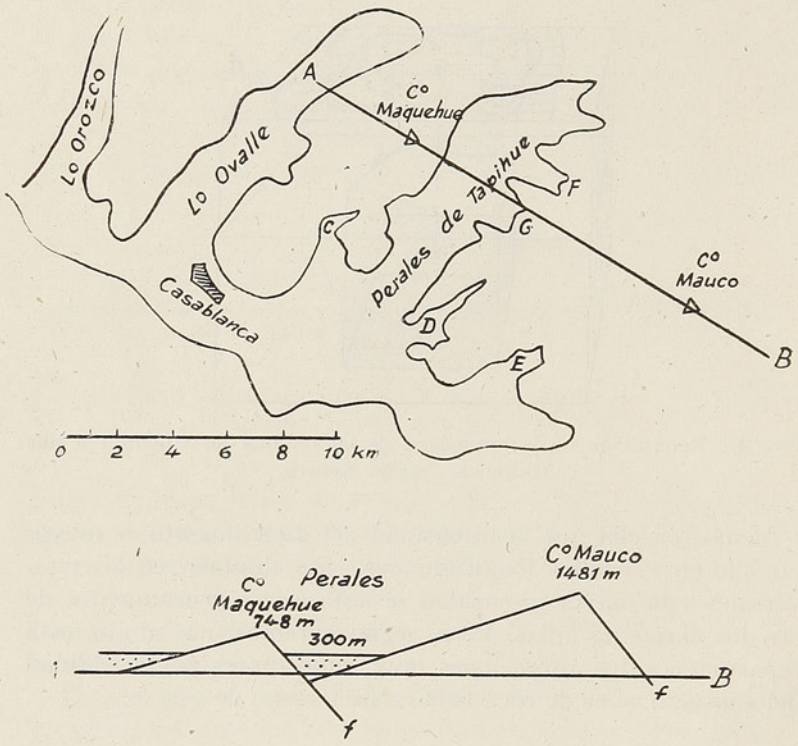



FIG. 5.—Croquis y perfil de la hoya de Casablanca.

dibujado corresponde al límite entre los cerros y la parte plana de sedimentación.

Hay una depresión principal, en que se halla la ciudad de Casablanca y que tiene dirección NW-SE. De ella se despren-

den tres depresiones en dirección hacia el NE. Relativamente sencillo parece el origen de la hoya de Perales de Tapihue, como lo demuestra el perfil A-B. Los bloques de los cerros Mauco y Maquehue parecen haber sido dislocados por las fallas *f*, de tal manera que los bloques mismos han tomado posición inclinada suavamente hacia el noroeste, mientras que la falda del lado de las fallas presenta inclinación más fuerte.

Sin embargo, existen varios fenómenos que hablan en contra de un proceso tan sencillo. Las partes entrantes de F y G pueden corresponder a los cursos inferiores de largas quebradas que existían ya antes del solevantamiento desigual del bloque del cerro Mauco. Después de la dislocación, la sedimentación fuerte en el fondo de la depresión hizo ensancharse aparentemente el curso inferior de los valles. Pero, otras entradas del suelo del llano, como en C, D y E, no pueden explicarse en forma tan sencilla. La quebrada C, nace en el oriente en forma de una quebrada insignificante, que abajo se ensancha inmediatamente en forma desproporcionada. Y lo mismo vale de las quebradas D y E. Conocemos luego formas parecidas en hundimientos recientes observados en el Japón.

Tampoco las formas generales de las diferentes depresiones parciales de Casablanca presentan las faldas rectilíneas que caracterizan en general a las fallas, sino se tiene la impresión que se hayan producido también dobladuras y hundimientos en forma de artesas.

El ancho suelo bajo de la hoya de Casablanca tampoco se debe al fuerte hundimiento de la costa antes del plioceno, como se podría opinar, porque se halla encima del nivel afectado por los movimientos de la costa. El relleno con sedimentos se debe al umbral que se formó al oeste del llano de Lo Orozco por los movimientos de los bloques. Tampoco puede pensarse en la intervención de la erosión glacial, porque, con excepción del cerro Mauco de 1.481 m., no hay cordilleras altas detrás de las depresiones, ni existen formas glaciales en los valles o en la falda noroeste del cerro Mauco.

La depresión irregular de la hoya de Casablanca, que a primera vista no parece tener forma de origen tectónico, se parece mucho a una zona de hundimiento que se ha observado

en la bahía de Sagami después del gran terremoto de Tokio, del 9 de Septiembre de 1923 y que aparece en A en la figura 6.

Las curvas del mapa no son curvas de nivel que indicaran la forma del fondo del mar, sino son líneas de igual solevantamiento o hundimiento. Si, antes del terremoto, el fondo de la bahía hubiera sido enteramente plano, entonces se habrían formado depresiones y elevaciones en que las curvas de igual hundimiento y solevantamiento serían al mismo tiempo también curvas de nivel.

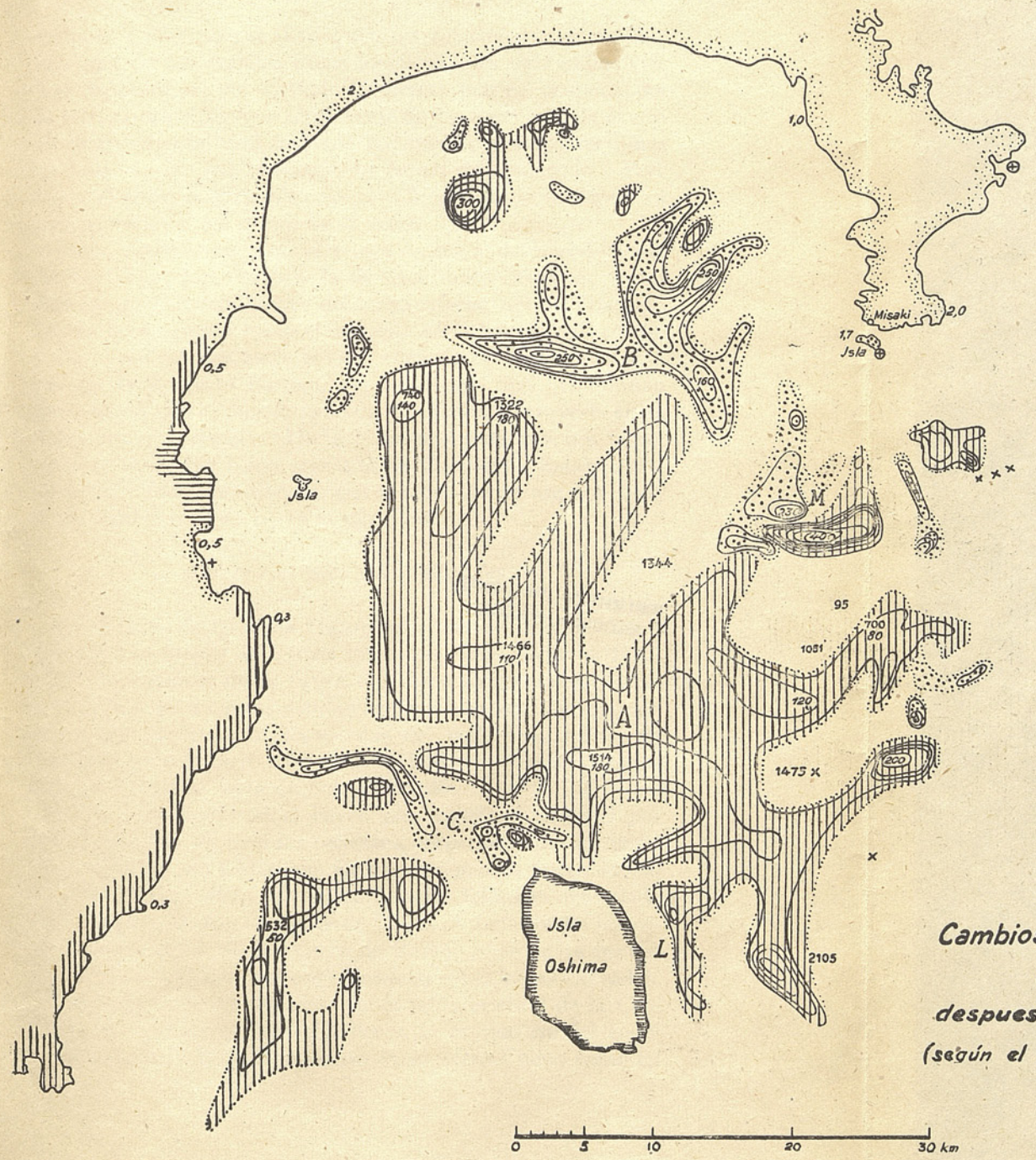
En la zona de hundimiento A se repite exactamente la forma de la hoya de Casablanca. Hay una depresión principal de dirección NO-SE, situada en el sur, de la cual se desprenden tres depresiones paralelas y de posición normal al eje de la zona principal de hundimiento. Hacia el sur y suroeste, la depresión A presenta pequeñas ramificaciones que se estrechan hacia la zona no hundida, y que son parecidas a las que se observan en la depresión de Casablanca en los puntos C, D y E. Especialmente las depresiones L y otras tienen la misma forma típica, que se podría comparar con un pie humano o con un zapato y que reaparece en la quebrada C de la fig. 5.

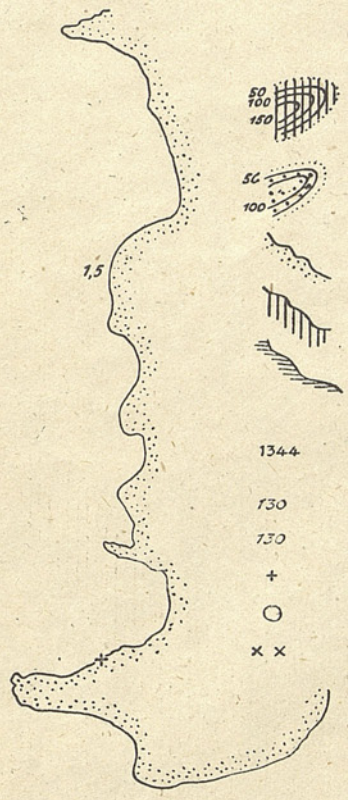
Otra característica del hundimiento A de Sagami es el hecho que los hundimientos más fuertes se han producido en los extremos de la depresión grande, como el hundimiento de 200 m. en el este y otro igual al lado de la cifra 2105. En la hoya de Casablanca no puede observarse esta particularidad, porque la sedimentación posterior ha emparejado la depresión.

En vista de lo parecido entre la hoya de Casablanca y la zona de hundimiento en la bahía Sagami, no puede haber duda acerca del origen tectónico de la depresión de Casablanca y no puede sorprender que el terremoto de Valparaíso de 1906 se haya sentido tanto en Casablanca como en los Perales de Tapihue con intensidad extraordinaria.

Las quebradas C, D y E de la figura 5 son rupturas en los bloques ascendentes de forma de grietas que desaparecen a cierta distancia de la zona hundida. Sus faldas no se deben a la erosión; tampoco son fallas en el sentido normal, sino son las paredes de una grieta que se ha abierto y que se cerrará hacia abajo.

Hoyas y depresiones parecidas a la de Casablanca no son



**LEYENDA**

- zona de hundimiento (50, 100, 150) — curvas de igual hundimiento de 50 en 50 m
- zona de solevantamiento (50, 100) — curvas de igual solevantamiento de 50 en 50 m
- costa solevantada
- costa hundida
- costa sin movimiento
- 1344 — profundidades antes del terremoto
- 130 — hundimiento
- 130 — solevantamiento } en metros
- \+ — salida de agua caliente
- ○ — eyección de gases
- × × — rotura del cable submarino

Figura 6

## Cambios de profundidades en la BAHIA SAGAMI

**despues del terremoto del 1. IX. 1923**

(según el Dto Hidrográfico de la Marina Japonesa)

raras en Chile, pero se distinguen por relacionarse en un lado con una de las grandes fallas longitudinales de rumbo N-S. Tal depresión es por ejemplo la meseta marina ocupada por la terraza principal, que se extiende de La Serena hacia el sur. El límite oriental está formado por una larga falda rectilínea de falla, en la cual terminan los cerros de Andacollo. Pero hacia el oeste se extienden las ramificaciones de la depresión que penetran a los cerros de la costa.

Otras depresiones parecidas son la hoya de Llay-Llay, la de San Felipe-Los Andes y la de Chacabuco-Polpaico. También las anchas depresiones del curso inferior del río Puangue, con su prolongación hacia el noroeste en la hacienda Ibacache y las ramificaciones hacia el este, como la de Mallarauco y la del pie de la cuesta Barriga, son del mismo tipo. Continúan hacia el sur con el mismo valle del Maipo en su travesía entre Talagante y Melipilla. Hacia el norte las depresiones tectónicas se extienden hasta más allá de Curacaví. Estas depresiones tectónicas han dado origen al curso de zig-zag que tiene el río Puangue en su parte media e inferior.

### 2) *Los cerros islas del Valle Central*

En el mapa de la bahía Sagami se observan también zonas de solevantamiento de formas muy irregulares, como en B, C, M y otros puntos de la figura 6. Estos solevantamientos se parecen mucho a ciertas cumbres chilenas, especialmente a los cerros que se levantan como islas del valle longitudinal de Santiago, como el cerro de Renca, de Lonquén y especialmente el cerro Chena al oeste de San Bernardo.

Los cerros nombrados, cuyos pies quedan cubiertos por un gran espesor de rodados recientes, sorprenden por la fuerte inclinación de sus faldas que en muchos puntos hacen la impresión de fallas. Pero, el trazado de estas faldas es demasiado curvado para el tipo corriente de faldas de falla, como las conocemos p. ej. al pie del Cerro de Ramón y en otras partes. Por esto, sería lo más natural considerar estas faldas curvadas, lo mismo que las «rinconadas» de la falda oriental de la Cordillera de la Costa, como debidos a la erosión fluvial en el nacimiento de valles. Pero, tanto en el cerro Chena como en

muchas rinconadas, se observa que las pequeñas quebradas nuevas, que descienden en curso rápido, están destruyendo la curvatura de las líneas hipsométricas. Por esto, el trazado curvado no puede ser causado por la misma fuerza que está destruyendo la falda curvada.

Es en las zonas de solevantamiento de la bahía de Sagami, donde se repiten estas mismas formas de las rinconadas, como se ve en el punto P de la figura 7, que presenta el mismo estrechamiento en la parte exterior, que se observa en el cerro Chena, en el punto P'. Para facilitar la comparación de las formas muy parecidas de los solevantamientos de Sagami con las formas de los cerros islas, he repetido en la figura 7 la zona de solevantamiento B del mapa de Sagami de la figura 6. Las escalas de los tres dibujos son un poco distintas, pero esto no impide la comparación de las formas parecidas. Lo más desagradable es que los cerros del llano de Santiago salen de una cubierta de un grueso desconocido de rodados, de modo que no se conoce la forma exacta de su base. Pero el verdadero pie de ellos, situado a unos 100 m. más abajo, tendrá probablemente un trazado muy parecido a su pie actual.

Rara es la forma de la cresta del cerro Chena, que constituye un cordón principal de forma de zig-zag, del cual se desprenden varios cordones laterales que descienden hacia el llano; pero, antes del último descenso, vuelven a subir a una pequeña cumbre sobrepuesta como en los puntos 676, 585 y también 785 en el norte y en 637 y 757 en el sur. De estas cumbres secundarias desciende el cordón con fuerte declive hasta desaparecer debajo del suelo del llano. Algo parecido se observa en la zona de solevantamiento de Sagami, donde los puntos 200, 180, 250 y 160 son tales cumbres excéntricas. También la cresta de la misma zona presenta un zig-zag parecido, pero casi parece más bien como una unión de dos cerros con dislocación oblícua de sus ejes, un fenómeno que se observa en los cerros de Renca que también están unidos por un portezuelo bajo.

Otra particularidad en ambas formas son las largas salientes que salen de la cresta principal, quedando entre ellas largas depresiones de aspecto de valles como en *Q* y *Q'*. Muy llamativos son también los declives abruptos que en Sagami son

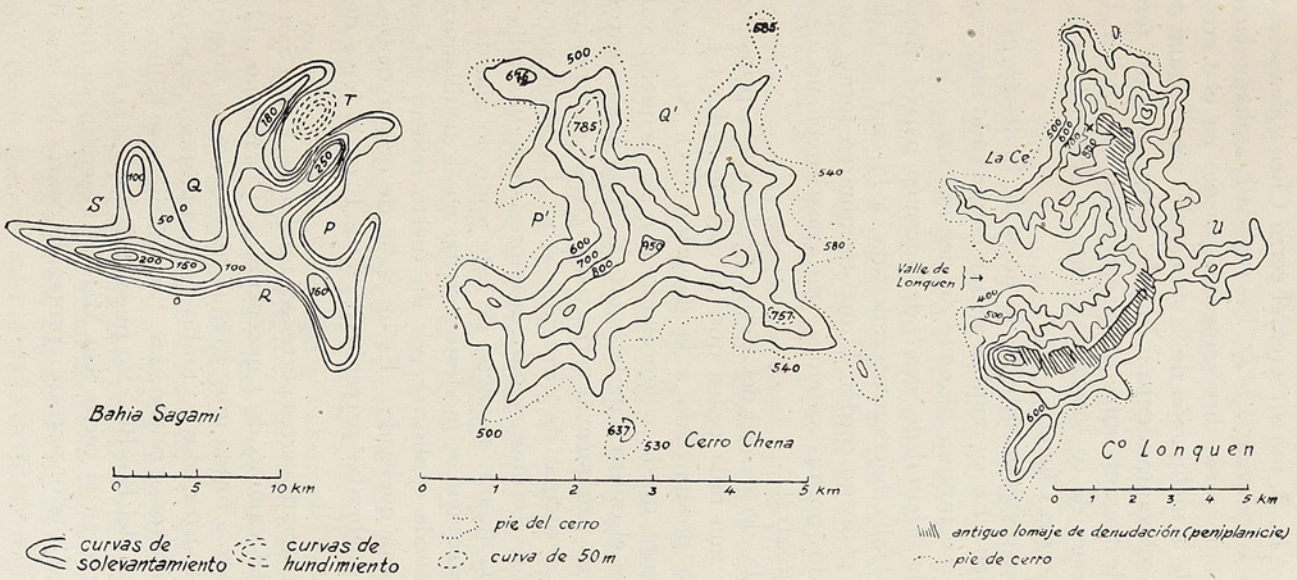



FIG. 7.—Los cerros Chena y Lonquén del llano de Santiago y el solevantamiento B de la figura 6 de Sagami.

BIBLIOTECA NACIONAL
SECCION CHILENA

de 1 : 6 y 1 : 4, mientras en el cerro Chena alcanzan en gran extensión la relación 1 : 2. En realidad, ambas relaciones no pueden compararse directamente, porque en el Cerro Chena se trata de la inclinación de la superficie, y en Sagami de líneas de igual solevantamiento. Si más tarde en otro terremoto, la zona de Sagami sufre otro solevantamiento igual, también las relaciones de su solevantamiento se acercarán a la del declive del cerro Chena.

Otro cerro importante de la hoya de Santiago es el Cerro de Lonquén. En su cumbre se han conservado mayores extensiones de la antigua planicie de denudación.

La falda oriental de cerro de Lonquén parece fomada por una larga falla ligeramente curvada a la cual se halla antepuesto el pequeño cordón U que termina en forma característica con dos puntas salientes, que constituyen un zig-zag con la cresta central.

La falda occidental del Cerro de Lonquén principia en el norte con una falla típica que, al este de la La Cé, pasa con una curva pronunciada a la dirección E-O. Su carácter de falla reciente queda comprobado por un pequeño valle suspendido en el punto *x* de la figura 7. Más al sur, entra el ancho valle de Lonquén al cerro hasta cortar casi por completo el cordón principal de dirección N-S. La falda sur de este valle es muy rectilínea y hace la impresión de una falla. Como se ve en la figura, el ancho de este valle no guarda relación con sus nacimientos modestos arriba en la penillanura y por esto, no puede explicarse por un fuerte relleno del curso inferior de una quebrada. Es un valle de origen tectónico, tal como las quebradas parecidas C, D y E en la hoya de Casablanca (Fig. 5).

A este grupo de cerros pertenece también el Cerro San Miguel al oeste del camino de Concepción a Talcahuano. Llama la atención por la forma muy irregular de su cresta, interrumpida por varios portezuelos y cumbres sobrepuestas y especialmente por las numerosas rinconadas. Estas últimas se hallan también en las Tetas del Bío-Bío. No pueden deberse a la erosión de las olas, porque en el cerro San Miguel presentan su forma más típica en el lado noreste, protegido contra las olas del mar abierto.

### 3) *El alto cordón de la cordillera de la costa de Santiago y las «Rinconadas»*

Otra forma, un poco distinta de solevantamientos está representada por la zona C del mapa de Sagami (Fig. 6). Se trata de un cordón largo, cuya cresta constituye un zig-zag característico que en el punto C mismo está interrumpido por una depresión profunda que separa el cordón en dos partes casi independientes. Además presenta depresiones de forma de rinconadas, bifurcándose el cordón delante de la depresión oriental, terminando los dos ramos en forma brusca.

Caracteres parecidos se pueden observar también en el cordón alto de la Cordillera de la Costa de Santiago entre la Cuesta Lo Prado y el cerro Roble. Interrupciones bruscas del cordón, no motivadas por la erosión son constituídas por las cuestas de Lo Prado y de la Dormida, ambas situadas en cambios del rumbo de la cresta.

Las partes más altas del Cordón de la Cordillera de la Costa, que están situadas encima de los 1.800 m., pertenecen a la antigua superficie de denudación terciaria. Pero sólo en pocos puntos como en los Altos de Lipangue y de Chicauma esta planicie presenta mayores anchos. En la mayor extensión, aun en el largo cordón del cerro Vizcachas, se trata de una cresta en parte muy estrecha, que en zig-zags irregulares se extiende por más de 60 km. desde la Cuesta de Lo Prado hasta el cerro Roble.

En la figura 8 vemos que el pie oriental de este largo cordón es muy rectilíneo desde la región de Polpaico hasta la rinconada de Vial, como es característico para fallas; corresponde en realidad a la falla grande que separa el valle longitudinal de la Cordillera de la Costa. En la naturaleza se presenta con fuertes declives que pueden observarse especialmente bien a ambos lados del camino de Pudahuel a la Cuesta de Lo Prado, donde la falla atraviesa al oeste del cerro de Lo Aguirre.

Pero esta falda rectilínea está interrumpida en varios puntos por zonas entrantes, las llamadas «rinconadas», que son desde el norte las de Chicauma, Lipangue, Lo Aguirre, Vial y Esperanza. Continúan también al valle desfiladero de los rios

Mapocho y Maipo con la rinconada entre Malloco y Talagante, la de Rosario, de Paico, etc. Existen también al sur del río Maipo como la de Naltagua de Rosario de Naltagua y otras más.

Las primeras dos rinconadas de Chicauma y Lipangue son enormes anfiteatros con paredes de 1.500 a 1.000 m. de altura, cuya forma semicircular típica puede verse en el mapa por el trazado de las curvas de 1.000 a 1.600 m. de altura.

Todas estas rinconadas se asemejan a las depresiones P, S y R de Sagami (fig. 7) o a las que acompañan la zona de solevantamiento C de la figura 6. Esta semejanza ya hace probable su origen téctónico, pero este puede deducirse también de las condiciones locales. La rinconada más septentrional es la de Tiltil entre la quebrada Poza y el estero que desciende de la Cuesta de la Dormida, cuya forma está indicada por las curvas de 1.000 m. a 1.400 m. Por el borde de su anfiteatro desciende la quebrada Poza. Esta, en los primeros 2 a 3 km. desde su nacimiento constituye un pequeño valle de declive normal con faldas de unos 50 m. de altura, pero al alcanzar el precipicio del anfiteatro, desciende el fondo de la quebrada como con un enorme salto de varios cientos de metros hacia la fosa de Tiltil, constituyendo un valle suspendido. Apenas se ve un pequeño profundizamiento de la erosión en este precipicio. Por desgracia, el trazado de las curvas de nivel en esta parte del mapa es muy deficiente, de modo que estas relaciones no pueden reconocerse en la figura 8,

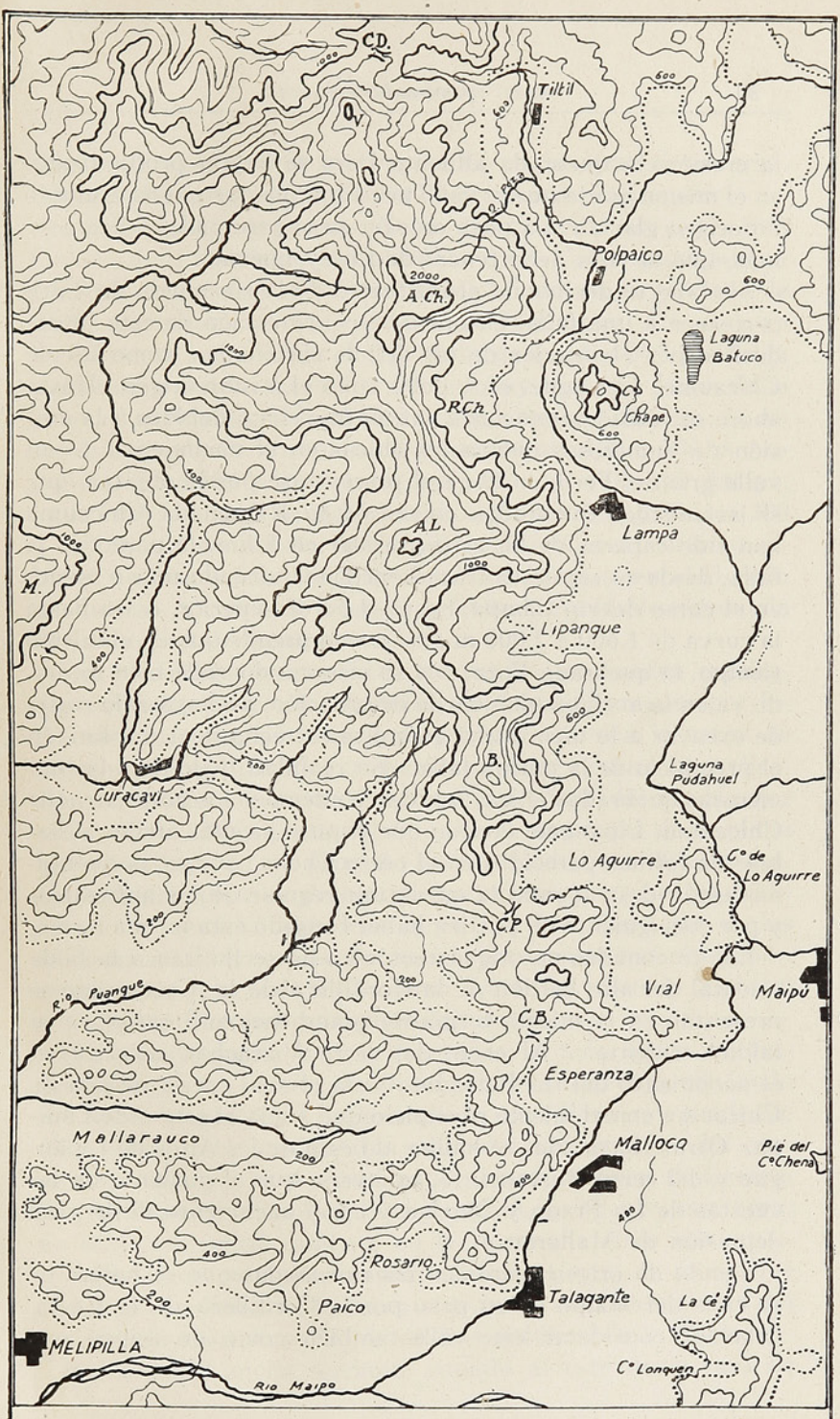
Podemos deducir de esto que la fosa de Tiltil es de origen tectónico, hundida entre fallas, porque si fuera excavada por

*Explicaciones al mapa de la figura 8.*

Como base ha servido el interesante mapa hipsométrico de *E. Weber.* Para mayor facilidad se ha vuelto a poner las abreviaciones en el borde derecho a la misma altura que tienen en el mapa.

CD = Cuesta de la Dormida
V = Cerro Vizcachas
ACh = Altos de Chicauma
R.Ch = Rinconada de Chicauma
AL = Altos de Lipangue.
M = Cerro Mauco
B = Cerro Bustamante
CP = Cuesta de Lo Prado
CB = Cuesta de Barriga.

La línea de puntos indica el pie de los cerros o sea el límite entre las rocas y el terreno de acarreo.




EL ALTO CORDON DE LA CORDILLERA DE LA COSTA DE SANTIAGO

FIG. 8

la erosión, la quebrada afluente Poza se habría profundizado en el mismo grado que el valle principal, ya que queda excluído un origen glacial. La poca erosión en el precipicio indica además, que la falla debe tener edad muy nueva.

Si el fuerte declive en el anfiteatro de la rinconada de Tiltil pertenece a una falla, entonces la continuación de este fuerte declive por el interior de las demás rinconadas, como las de Chicauma, Lipangue, etc., debe tener el mismo origen. Hasta ahora se consideraban tales anfiteatros como debidos a la erosión de numerosas quebradas chicas en el nacimiento de un valle grande. Pero, en el caso presente se puede objetar, que si las muchas quebradas chicas de la Rinconada Chicauma han sido capaces de hacer retroceder en 5 km. la pared de la falla, desde su supuesto trazado original, situado más o menos en el curso del río Lampa, hasta el borde superior, o sea hasta la curva de 1.600 a 2.000 m., no se comprende que en el mismo tiempo, la quebrada Poza, con su sistema de valle bien formado ya en la antigua planicie de denudación, no haya sido capaz de excavar a lo menos una garganta estrecha de 1 a 2 km. en el precipicio de la misma falla. En realidad, vale para las numerosas quebradas chicas que descienden por los anfiteatros de Chicauma, Lipangue, etc., lo que expuse ya más arriba al hablar de formas parecidas en el cerro Chena: que estas quebradas están destruyendo la curvatura regular de los anfiteatros y por consiguiente no pueden haber causado esta misma forma.

Las rinconadas de origen tectónico no se limitan a la falda oriental del alto cordón de la Cordillera de la Costa, sino se presentan en la misma forma de grandiosos anfiteatros en su falda occidental. Al oeste del cerro Vizcachas constituyen el nacimiento del río Puangue, hacia el cual cae la meseta de Chicauma con el mismo precipicio que hacia el estero de Lampa. Otras rinconadas se hallan al oeste de los Altos de Lipangue y del cerro Bustamante, lo mismo que al poniente de las cuestas de Lo Prado y Barriga y en el nacimiento de la gran depresión de Mallarauco.

Siendo de origen tectónico las rinconadas que se hallan en el valle del Maipo en su paso por la Cordillera de la Costa, debemos considerar este valle también como de origen tec-

tónico. En realidad es una repetición de las depresiones trasversales del curso medio del río Puangue y de Mallarauco.

Como puede observarse desde lejos, desde el cerro San Cristóbal en Santiago, la Cordillera de la Costa desciende en grandes escalones hacia el valle del Maipo. Las mesetas de 2.000 m., terminan con los Altos de Lipangue. En el cerro Bustamante hay alturas de 1.800 m., descendiendo en la falda sur bruscamente a los 1.000 m. que hay a ambos lados de la cuesta Lo Prado. Más al sur, desde la cuesta Barriga, la altura media de los cordones es de solamente 700 a 800 m., siguiendo después la profunda depresión del valle del Maipo, en la cual las rocas fundamentales se hallan debajo de los 200 a 300 m. Al sur del río, la Cordillera de la Costa vuelve a subir en escalones parecidos hasta más de 2.000 m. en el Horcón de Piedras, a cuyo pie oriental se halla la profunda rinconada de la Laguna de Aculeo.

Las rinconadas que son tan frecuentes, no quedan explicadas suficientemente, llamándolas tectónicas, formadas por fallas concéntricas, sino hay que explicar también la razón de tales hundimientos. Por primera vez se me ocurrió la explicación hace años, cuando en la desembocadura del río Huasco observé que la corriente del río socavó las arenas de la playa que constituyeron un pequeño precipicio de unos 20 a 30 cm. De este precipicio se desprendieron constantemente pequeñas masas de arena hundiéndose en el río. Lo mismo que en los deslizamientos normales de cerros, estas masas se separaron primero por grietas de forma semicircular del resto de la playa, cuyo borde tomó un trazado denticulado.

En la mayor parte de las rinconadas, la masa que se ha desprendido, ya no existe, sino se ha hundido debajo del fondo del valle longitudinal. Pero en la grandiosa rinconada de Chicauma, el bloque que ha salido del anfiteatro, se ha conservado todavía; es el cerro Chape, situado al norte de Lampa. En realidad, en el mapa de la figura 8, se ve que este cerro no sólo cabe perfectamente en la rinconada, sino con su situación actual se halla avanzado hacia el este, de modo que su parte occidental se halla en el trazado rectilíneo de la falla grande que constituye el pie de la Cordillera de la Costa.

También la ancha serranía situada al este de la fosa de

Tiltil es un bloque que parece haber salido de la rinconada de Tiltil. Mientras que la curva de 1.000 m. al este de la Cuesta de la Dormida, con su trazado rectilíneo E-O, corresponde a una falla con precipicio hacia el sur, el bloque mencionado termina hacia el norte, al este del ferrocarril en la continuación de la misma falla, pero con precipicio hacia el norte.

Al sur de Lampa, en la rinconada de Lipangue, el bloque salido del anfiteatro se ha hundido completamente, a no ser que los pequeños cerritos de forma de islas, que se levantan al S. y SE. de Lampa, correspondan a las cumbres más altas de este bloque.

En la rinconada de Lo Aguirre existe todavía el cerro del mismo nombre, que habrá salido de esta rinconada. No se trata de un deslizamiento sencillo hacia el este, sino había también una traslación hacia el sur.

Tales hipótesis pueden aparecer un poco temerarias, pero si pensamos en los resultados de la geodesia moderna, con que principiamos este estudio, tales movimientos individuales de algunos bloques de la costra terrestre en dirección horizontal no tienen nada extraordinario, ya que se han constatado p. ej. en el cerro Dobratsch en Carintia.

Rinconadas parecidas existen en muchas otras partes del país, especialmente en la falda norte de la hoya de Llay-Llay y también en el valle del Aconcagua, entre Llay-Llay y San Felipe.

También muchas bahías de la costa tienen formas parecidas como la de Herradura en Coquimbo, la de Quintero y la de Valparaíso y muchas otras más. Para la pequeña bahía, en que se halla la maestranza del Barón en Valparaíso, pude comprobar el origen tectónico causado por fallas de trazado curvado, basándome en un estudio geofísico ejecutado por los ingenieros de la casa Piepmeyer (5).

### 4) Los cerros islas del norte desértico

Frecuentes son las formas de solevantamiento del tipo Sagami entre los cerros islas de los desiertos del norte del país.

(5) J. Brüggen (3) pág. 153, fig. 41.

Fig. 9

# CORD. DE LA COSTA DE IQUIQUE

Reducido según la Inspección General de Geografía
Dirección de Obras Públicas 1919

ESCALA
1000 500 0 1000 2000

CERROS MINAS VIEJAS
Pampa Perdiz
Camino de Iquique (antiguo)
CERRO CAMPAMENTO
Pampa Las Carpas
Pampa Huemul
Rinconada
CERRO HUEMUL
CERRO MONTEVIDEO
Pampa
Ferrocarril
CERRO SAN JUAN
ESTACION HUEMUL
ESTACION CENTRAL
Central
OFICINA SEBASTOPOL
CERRO CENTRAL
OFICINA CONDOR
A
B
C
D
E
F
G
H
I

Buenos ejemplos se encuentran en las planchetas de la Inspección General de Geografía de la región de Iquique, de las cuales reproducimos la figura 9 en escala reducida. En parte tuve que inventar algunos nombres para estas pampas desoladas. Estas pampas, que representan depresiones de formas irregulares, no tienen formas muy características, que se pudieron comparar con las formas observadas en la bahía Sagami. Son más bien depresiones que resultaron entre los bloques solevantados. Son de consiguiente de origen tectónico, porque no habría otra fuerza geológica capaz de excavar tales depresiones grandes sin desagüe hacia ninguna parte. En otra parte he refutado la teoría, según la cual el viento pueda excavar tales depresiones grandes y no puedo volver aquí a la misma discusión (6).

El mapa nos presenta varios cerros, que como islas se levantan encima de la región vecina como los cerros Minas Viejas, el cerro Campamento, el cerro Montevideo y especialmente el cerro Huemul. Este último constituye un cerro de cresta de semiluna de 1.250 a 1.350 m. que culmina en el SE con 1.401 m. Mientras que la falda occidental es rectilínea y de fuerte declive, en el este el cerro presenta una enorme rinconada de forma de anfiteatro que se abre hacia la Pampa Huemul, de unos 900 m. de altura. Además la parte sureste del Cordón del cerro Huemul continúa después de una pequeña interrupción por un portezuelo de 950 m. en el largo cordón F-G rodeado por la curva de 1.000 m., que en G se desvía hacia el norte, constituyendo el límite oriental de la Pampa Huemul, pasando por H e I. En todo su límite sur y este, la Pampa Huemul está acompañada de una clara falla y naturalmente su continuación por la rinconada en el cerro Huemul debe tener también el mismo origen. En su forma, la Pampa Huemul se asemeja a la depresión de 532 m. situada al oeste de la isla Oshima en la figura 6, correspondiendo el ángulo situado al N. de la cifra 532 al ángulo formado por la curva de 1.000 m. en el punto G.

La antigua explicación de la rinconada del cerro Huemul sería una forma de erosión fluvial en un clima anterior más

(6) Ibidem. pág. 125-134.

lluvioso. A tal explicación podría objetarse que la erosión seguramente habría principiado después del solevantamiento del cerro Huemul y con esto después de la falla que proviene desde muy al norte, formando el límite occidental de la Pampa Perdiz, después sigue como falda oriental de los cerros Minas Viejas y entra al cerro Huemul por el punto E, donde forma también una rinconada típica, abierta hacia el norte. La misma edad debe haber tenido la falla que constituye el pie occidental del cerro Huemul y su descenso hacia la Pampa Las Carpas.

Si todas estas fallas son anteriores a la formación de la rinconada, no se comprende cómo la erosión ha sido tan enorme en el lado oriental del cerro, siendo nulo en su falda occidental. Además las curvas de nivel en la parte inferior de la rinconada hasta llegar a la parte central de la Pampa Huemul no indican que haya salido mucho sedimento de la rinconada, porque de otro modo deberíamos tener un gran cono de rodados. También cabría la pregunta, ¿dónde habrá quedado la enorme cantidad de material que debería haber salido de la rinconada?

Raciocinios parecidos pueden hacerse también sobre las formas de los demás cerros. Estos en parte presentan quebradas bien desarrolladas, como especialmente en los cerros Minas Viejas. Una parte de ellas y de otros cerros pueden deberse al agua, pero en su mayor parte serán grietas y quebradas alargadas que no faltan en las dislocaciones del tipo Sagami.

Algunas partes de las faldas rectilíneas, como la falla al S. de la Estación Central, la falda oriental de los Cerros Minas Viejas y la falda occidental del cerro Huemul y la falda sur y este de la Pampa Huemul hacen recordar las supuestas formas de «pediments» de Bryan, que habrían hecho retroceder la falda fuertemente inclinada de los cerros. También esta teoría muy difundida entre los geógrafos, la he refutado en mi obra citada anteriormente sobre los fundamentos de la geología de Chile. Quiero mencionar aquí solamente que la disminución del salto de la falla C-D hacia los dos lados, y el hecho que las lomas irregulares al oeste de la Pampa Central continúan al sur a un nivel en 200 m. más alto, son comprobaciones suficientes del origen tectónico de la falda rectilínea C-D. La disección de la falla antigua A-B, al oeste de la Pam-

pa Central, demuestra que la erosión del agua no origina, sino destruye las faldas rectilíneas, si éstas se han formado por alguna causa.

De mayor interés son los cerros islas que se elevan encima de la Formación Liparítica del mioceno de Tarapacá, porque en ellos podemos reconocer en detalle las dislocaciones sufridas en estos fenómenos sorprendentes. Al norte de Pica, se eleva el cerro de Juan de Morales; hacia el sur, este cerro desciende debajo de las liparitas, pero en el profundo corte de la quebrada Sagasca reaparecen las rocas fundamentales del cerro mencionado con el perfil de la figura 9, que publiqué en el año de 1918 (7). Vemos en este perfil que las liparitas y las

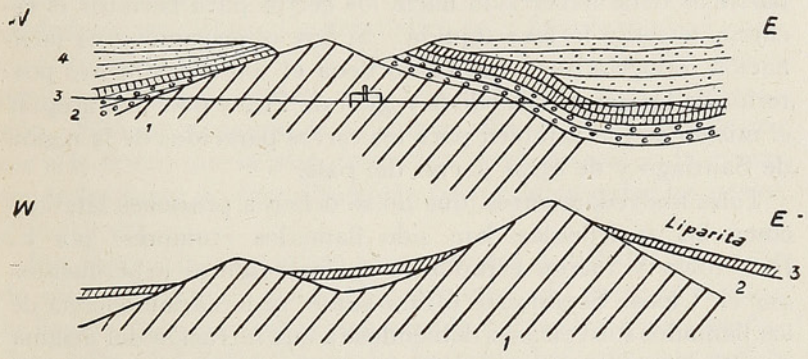



FIG. 10.—Perfiles por la quebrada de Sagasca, cerca del establecimiento (arriba) y por el cerro Longacho, al N. de Pica (abajo).
1) porfiritas mesozoicas.
2) conglomerados yacentes del terciario.
3) lavas liparíticas.
4) conglomerados y areniscas pendientes del terciario.

capas yacentes y pendientes de la formación liparítica han sido dislocadas de una manera que indica un solevantamiento posterior del cordón de rocas fundamentales, produciéndose al este un flexura y al oeste un simple solevantamiento unilateral, tomando la base de la formación liparítica inclinación hacia el oeste.

(7) La situación de los perfiles puede verse en Brüggen (1).

También en otro cerro isla, el Longacho, que aparece en la parte inferior de la figura 10, las lavas liparíticas buzan desde el cordón del cerro hacia afuera, lo que indica un abovedamiento del cerro isla sin producción de falla. Más al sur, donde las rocas fundamentales desaparecen debajo de la superficie, las liparitas siguen sin interrupción por encima de las porfiritas, constituyendo un ancho anticlinal.

En el camino de Pachica a Poroma, al sur de la quebrada Coscalla, afluente de la de Tarapacá, hay un pequeño grupo de cerros de rocas fundamentales que se levantan encima del plano de la formación liparítica. También en este pequeño grupo de contorno irregular se observa el enderezamiento de las lavas liparíticas hacia los cerritos.

En todos estos cerros la inclinación original de las lavas liparíticas debe haber sido hacia los cerros para permitir el escurrimiento de la lava líquida. Si hoy observamos una inclinación, opuesta, ésta nos comprueba el solevantamiento posterior de los cerros islas de la región de Pica y podemos aceptar el mismo origen también para los cerros parecidos de la región de Santiago y de otras partes del país.

Tales abovedamientos, que no se deben a presiones laterales como los anticlinales, han sido llamados «tumores» por E. Haarmann y fueron estudiados en interesantes experimentos por H. Cloos. Según este último sabio, se hallarían encima de los llamados subvolcanes debiéndose a una intrusión del magma que ha quedado a poca hondura.

A veces partes del magma pueden haber subido hasta la superficie y se nos presentan hoy como pequeñas intrusiones de andesitas como en el cerro Renca y, en mayor escala, en el San Cristóbal. En favor de la intervención del magma habla también la salida de agua caliente y la eyección de gases en el caso del terremoto de Tokio indicada en el mapa de la figura 6. También en el terremoto de Concepción del año 1835, se produjo una erupción submarina en la bahía de San Vicente, al oeste de Talcahuano. Ya vimos que tanto esta bahía como otras más, p. ej. la de Herradura en Coquimbo, la de Pichidangui, al norte del río Petorca, etc., tienen formas parecidas a las rinconadas del punto P de la figura 7.

Formas parecidas se conocen también en golfos más grandes

como en el de Nápoles y se consideran desde tiempo como producidos por hundimientos. Pero para las formas más pequeñas de las rinconadas se ha supuesto generalmente un origen erosivo.

El origen tectónico del tipo de Sagami, que atribuímos a los cerros islas del llano de Santiago y a otros parecidos del norte de Chile, podrá extenderse probablemente también a los *cerros islas* de Africa, Australia, de las regiones secas de Norteamérica, etc., que hasta hoy constituyen un problema muy discutido. Se trata de cerros de forma cónica o redonda, o de lomas alargadas o cerros con crestas bien formadas, que se hallan en números de unos pocos o en mayor cantidad repartidos en las extensas penillanuras, de las cuales se levantan como lomas bajas o como cerros altos, a veces en forma de verdaderas serranías. Característico es el ángulo marcado que constituye la falda con la llanura vecina que es una típica peniplanicie en la cual la roca desnuda aflora en gran extensión. Sólo ocasionalmente los cerros islas se componen de rocas más firmes que la planicie vecina, de modo que en la mayoría de los casos no hay diferencia petrográfica entre los cerros y la llanura.

Por desgracia no conozco descripciones detalladas ni mapas de tales cerros islas, pero el ángulo marcado entre la falda y la llanura hace sospechar una simple dobladura o una verdadera falla. La única fotografía bastante borrada, que está a mi disposición, es de un cerro isla del norte de Adamaua en Africa y parece coincidir con nuestros cerros islas en sus formas principales: parece que una de las faldas es larga y rectilínea sin mayores modificaciones sufridas por la erosión; hacia adelante parece presentar una gran «rinconada» entre dos partes salientes. Por esto me parece que se trata también de un tumor del tipo Sagami.

La idea de Mortensen, según la cual los cerros islas del Llano de la Paciencia en el Toco, lo mismo que el llano mismo sean formas de denudación, como se suponía para los cerros islas de Africa, la he refutado en mis fundamentos de la Geología de Chile (8). Como puede verse en los pozos labrados en

(8) J. Brüggen (3) pág. 125.

la pampa y en los cortes de las quebradas secas que descienden al río Loa en Chacance, el Llano de la Paciencia es una superficie de fuerte sedimentación, pero no de denudación.

## II. Algunos datos de la sismología general

### A. La intensidad de los temblores

En los temblores y terremotos es de mayor importancia determinar la intensidad del sacudimiento y su repartición. Para indicar la intensidad, se usan desde más de 100 años escalas empíricas que se basan en los efectos producidos por los temblores. Como primero determinó el célebre sismólogo japonés F. Omori, la intensidad del temblor expresándola por la aceleración que reciben las partículas del suelo; además, paralelizó las cifras encontradas con la escala empírica.

#### 1) *Escala de Mercalli-Sieberg*

Las escalas empíricas siguen siempre en uso por las grandes facilidades que ofrecen, especialmente porque con ellas pueden determinarse las intensidades aun muchos días y semanas después de una catástrofe sísmica. Hay varias de tales escalas, siendo la más usada la de Mercalli que distingue 10 diferentes grados. Es deficiente en los sacudimientos más fuertes, por lo cual A. Sieberg le agregó dos grados más y detalló al mismo tiempo los fenómenos que se producen en los temblores menos fuertes. Siendo esta escala de Mercalli-Sieberg la más perfecta, y siendo de gran importancia su conocimiento en un país tan sísmico como Chile, la daremos en seguida (9).

Escala Mercalli-Sieberg.

*I Grado. Imperceptible.* (aceleración hasta 2,5 mm/seg$^2$). Apreciable sólo mediante instrumentos.

*II Grado. Muy ligero.* (2,6-5 mm/seg$^2$).

Sentido sólo por unas pocas personas nerviosas y sensibles, que se hallan

(9) Es una traducción tomada del «Informe de la Comisión Gubernativa sobre los efectos del terremoto de 1939».

en condición perfectamente tranquila, especialmente en los altos de los edificios.

*III Grado. Ligero.* (6-10 mm/seg²).

Aun en regiones densamente pobladas, el temblor es sentido sólo por una parte reducida de la población, haciendo la impresión del paso rápido de un carruaje. A veces puede estimarse la duración y dirección del movimiento. Generalmente las personas no se dan cuenta del temblor hasta que supieron que otras también lo sintieron.

*IV Grado. Moderado.* (11-25 mm/seg²).

Es sentido por pocas personas que se encuentran al aire libre. Dentro de las casas es sentido por la mayoría de las personas.

Los muebles tiemblan u oscilan ligeramente causando un ligero golpeteo de los vasos y vasijas, como lo produce también el paso de un carro pesado por un adoquinado malo. Las ventanas vibran, las puertas, vigas, entarimados y plafones crujen o crepitan. Los líquidos en vasijas abiertas se mueven pausadamente.

No causa alarma, a no ser que los habitantes se hayan puesto nerviosos por otros temblores.

Alguna que otra persona dormida es despertada.

*V Grado. Algo fuerte.* (26-50 mm/seg²).

Aun durante la intranquilidad del día, el movimiento es notado por numerosas personas que se hallan en la calle o al aire libre.

En las casas es notado por todos los habitantes debido a la conmoción de toda la casa. Se recibe la impresión de que ha caído en la casa un objeto pesado (saco, mueble) o se balancea junto con la silla, cama, etc., como en un buque en alta mar.

Las hierbas, así como el follaje y las ramas pequeñas de arbustos y árboles se agitan visiblemente como con un viento moderado.

Los objetos libremente suspendidos, como cortinas, lámparas, vasijas para flores, arañas no muy pesadas, etc., se mueven pendularmente; las campanillas suenan; los relojes de péndulo se paran o bien oscilan con amplitud mayor según la dirección de la onda sísmica con respecto al plano de oscilación del péndulo. Relojes parados pueden volver a marchar; sus muelles suenan. La luz eléctrica parpadea o se apaga por efecto del contacto de los alambres. Los cuadros tabletean contra la pared o cambian de posición. De vasijas muy llenas se vierten pequeñas porciones de líquido. Chiches, joyeles y cuadritos situados encima de los muebles se caen, así como los objetos apoyados en las paredes. Muebles livianos cambian a veces de lugar. Crujen los muebles; baten las puertas y ventanas y saltan los vidrios.

Todas las personas que duermen, despiertan y algunos se alarman fugándose a espacios libres.

*VI Grado. Fuerte.* (51-100 mm/seg²).

El temblor es notado con general alarma; muchos se fugan al aire libre; algunos creen ser derribados.

Los líquidos se agitan fuertemente. Los cuadros se desprenden de las paredes. Los libros y otros objetos colocados sobre estantes, caen al suelo,

menos aquellos libros que se hallan en paredes paralelas a la dirección de las ondas. Mucha vajilla se rompe. Estantes y muebles bastante sólidos salen de su lugar y hasta se tumban. Las campanas chicas de capillas e iglesias y los relojes de las torres suenan.

En los edificios, aun en casas de construcción sólida, se presentan grietas finas en el revoque, el cual puede desprenderse en pequeños trocitos en el cielo o paredes de las piezas.

En las casas mal construídas los daños son más considerables, pero no llegan a tener graves consecuencias.

*VII Grado. Muy fuerte.* (101-250 mm/seg²).

Se ocasionan perjuicios de importancia en el menaje de las casas por la caída y rotura de numerosos objetos pesados. Suenan aún las campanas grandes de las iglesias.

Los ríos, estanques y lagos se encrespan con olas y vuélvense turbios por removerse el fango del fondo. En una u otra parte de la ribera se desmorona un poco de arena o ripio.

En pozos cambia el nivel del agua.

Numerosas casas de construcción europea (de ladrillos) experimentan, no obstante su sólida construcción, desperfectos moderados: grietas ligeras en los muros, desprendimiento de mayores superficies del revoque o estuco, de las cornisas de ladrillos. Las tejas se sueltan y se deslizan. Las chimeneas se agrietan desprendiéndose piedras; las chimeneas ya defectuosas se parten a ras del tejado y causan en éste grandes desperfectos. De lo alto de torres o edificios elevados caen ornamentos mal sujetos.

En las casas de armazón de madera y relleno (10) los daños son más intensos y se observan especialmente en el revoque y en el relleno.

Edificios mal construídos o en mal estado sufren daños serios. Entre los primeros deben citarse los construídos con adobes. Las empalizadas, los cobertizos y sobre todo las tapias y pircas lo mismo que las cabañas y aún iglesias y torres del mismo material, que se observan en regiones rurales, reciben daños de gran consideración.

En cambio quedan indemnes: las construcciones de sólida trabazón ideadas para soportar los efectos de los terremotos como son la mayoría de las casas de piedra y madera del Japón. Tampoco sufren las casas de caña de Guayaquil, que se usan en el norte de Chile ni las casas de tabiques bien construídos.

*VIII Grado. Ruinoso.* (251-500 mm/seg²).

Los troncos de los árboles, principalmente de las palmeras, oscilan fuertemente y aun llegan a troncharse.

Los muebles más pesados son despedidos a considerable distancia de su posición o bien se desploman.

Las estatuas próximas al suelo y esculturas de posición análoga en iglesias, cementerios y lugares públicos, giran sobre sus basamentos o caen.

Cercos sólidos de piedra se desgarran y caen.

BIBLIOTECA NACIONAL
SECCION CHILENA

(10) Se refiere a las casas europeas con relleno de ladrillos.

En casas de tabiques, en que los adobes o ladrillos no están amarrados por alambres, sale casi todo el relleno.

Las casas ordinarias de madera, que se usan en ciertas regiones de Norteamérica, quedan desquiciadas o completamente caídas.

Las casas de mejor fábrica de tipo europeo sufren serios desperfectos: en sus muros se abren amplias grietas; algunas se derrumban parcialmente; la mayor parte de las chimeneas se abaten; especialmente sufren las chimeneas de las fábricas y las torres de las iglesias, cuya caída puede causar mayores daños en las casas vecinas que el terremoto mismo; chimeneas muy bien construídas se agrietan y se cortan solamente en la parte superior.

Los edificios de ladrillos asísmicos experimentan ligeros daños como grietas, desmenuzamiento del revoque (véase Grado VII en las casas de tipo europeo). Las casas de madera asísmicas crujen fuertemente en las junturas.

*En el suelo:* En faldas de fuerte declive se producen ligeras grietas y en terreno húmedo (vegas) salen reducidas cantidades de agua con arena o fango.

*IX Grado. Destructor.* (501-1000 mm/seg²).

Las casas de tipo europeo, de sólida construcción de piedra, sufren daños de tanta consideración que muchas de ellas son inhabitables; alguna que otra se desploma o derrumba en gran parte o enteramente.

Las casas de tabique se desprenden de su basamento de mampostería; se comprimen y se desquician cortándose las espigas de los marcos, con lo que casi siempre queda todo el edificio fuertemente resentido.

Las construcciones asísmicas, hechas de piedra, experimentan graves daños; el estuco de casas de madera presenta grietas. Casas viejas de madera se desploman un poco.

*X Grado. Muy destructor.* (1001-2500 mm/seg²).

La mayor parte de la casas de piedra y de tabique (11) se destruye junto con sus cimientos, y aun muros muy fuertes de ladrillos experimentan grave agrietamiento. Las casas del tipo europeo sufren relativamente más que las asísmicas.

Aun las edificaciones de madera bien construídas y puentes de la misma clase, sufren considerables desperfectos y algunos quedan totalmente destruídos.

Diques y tranques son dañados en forma considerable.

Los rieles de las vías férreas quedan ligeramente curvados, y los tubos de agua, gas, etc., en el suelo se rompen o quedan retorcidos.

En el pavimento de adoquín o de asfalto se forman grietas y por presiones laterales pliegues ondulados.

*En el suelo* incoherente y especialmente en el suelo húmedo se abren grietas de varios decímetros de amplitud. Especialmente cerca de esteros y ríos se observan grietas paralelas al curso de agua que alcanzan hasta

---

(11) En Chillán las casas de tabique del tipo chileno resultaron sólo deterioradas; sólo el 14% quedó derrumbado o semi destruído.

un metro de anchura. En los faldeos no sólo la tierra suelta, sino también masas rocosas se derrumban. En las riberas de los ríos y en los acantilados de la costa se derrumban extensas partes del terreno. En costas bajas y playas de arena se deslizan mayores cantidades de fango y arena, causando a veces cambios considerables en el relieve del suelo y del fondo del mar.

En los pozos se observan cambios del nivel del agua.

En los ríos, canales, lagos, etc., el agua es lanzada encima de las riberas.

*XI Grado. Catástrofe.* (2501-5000 mm/seg²).

Ninguna edificación de mampostería, cualquiera que sea su construcción, queda en pie.

Edificios de madera de mayor solidez y ranchos de ramadas flexibles resisten sólo excepcionalmente; sobre todo si se hallan en la cercanía de una falla, se destruyen completamente.

Los puentes, por grandes y de segura construcción que sean, se destruyen partiéndose las pilastras de piedras o retorciéndose y acodándose las pilastras de fierro. Sin embargo, algunos puentes muy flexibles de madera sufren a veces un poco menos por el sismo.

Los diques y tranques de tierra se desgarran en largas extensiones.

Los rieles de la vía férrea se curvan y tuercen fuertemente.

Los tubos de conducciones subterráneas (gas, agua, etc.) se parten y quedan completamente inservibles.

Los desperfectos causados en los caminos dependen esencialmente de la naturaleza del subsuelo.

*En el suelo* se forman variadas e importantes modificaciones morfológicas, que dependen en el detalle de la clase del subsuelo: se abren grietas anchas, y, especialmente en suelos blandos y ricos en agua, se producen destrozamientos intensos en sentido horizontal y vertical. Además el agua cargada de arena, que salta de las grietas, produce conos de arenas, resumideros y otros fenómenos parecidos.

Son frecuentes los deslizamientos de tierras y derrumbes de rocas.

*XII Grado. Gran Catástrofe.* (más de 5.000 mm/seg²).

No queda en pie ninguna obra construída por el hombre.

*En el suelo,* los trastornos llegan al grado máximo. Aun en suelos de roca viva se originan grietas y fallas con saltos considerables y traslaciones verticales y horizontales acompañadas de numerosas grietas de cortaduras o cizalle. Grandes riscos se desgarran; derrumbes y deslizamientos de cerros son frecuentes y de gran extensión. Con esto los ríos superficiales y las corrientes subterráneas sufren cambios muy variados: se forman saltos de agua, se estancan lagunas, se desvían ríos.

La tabla anterior debe aplicarse siempre con cierta precaución y amplio criterio. Así, la intensidad de un temblor de los grados inferiores, será muy distinta, si se observan sus efectos en casas de bajos o en casas de altos, de modo que puede haber diferencias de más de un grado.

Además, me parece equivocado que se diga en el V Grado, que es sentido aún durante la intranquilidad del día por numerosas personas que se hallan en la calle o al aire libre. Esto vale más bien para el VI Grado.

Al interrogar los habitantes después de un terremoto o en las contestaciones a una encuesta hecha por cartas, hay que procurar de obtener un gran número de contestaciones de un mismo lugar, porque muchas de las personas interrogadas exageran en uno u otro sentido; tales errores pueden eliminarse sólo por comparación de numerosas observaciones. Además, la intensidad observada varía según la clase de construcción y según la calidad del subsuelo.

2) *Influencia de la clase de construcción en las destrucciones*

En la tabla de intensidades se ha descrito ya la diferente resistencia opuesta por los edificios según la clase de construcción. Sobre este tema existen ya varias observaciones muy interesantes hechas en terremotos chilenos.

En el terremoto de Copiapó del 4-XII-1918, Cl. Linnemann hizo un estudio detallado de las destrucciones habidas en Copiapó. Distingue entre casas de «tapiales», de adobes, de brea y de caña de Guayaquil.

Los muros de tapiales están formados por bloques de material gredoso, sin fortificación alguna por paja o ramas. Los bloques se construyen en el muro mismo rellenando los marcos de madera que sirven de molde; tienen 1 m. de altura, 1,5 m. de largo, y 0,5 m. de grueso. Se colocan uno sobre el otro sin usar armadura o cemento de ninguna especie hasta la altura de 2 m. Debido a la presencia de bastante arena en la masa, esta resulta bastante suelta y los muros son poco resistentes.

El techo, generalmente poco inclinado, descansa con sus tijerales directamente sobre los muros y lleva sobre una armadura rústica una cubierta de totora o caña. Para protegerlo contra el viento y las lluvias se cubre con una delgada capa de barro. Con el tiempo se produce un poco de erosión en la capa de barro y ésta se compone cada 2 a 3 años, agregando

otra capa de greda encima de la anterior. De esta manera, las casas antiguas tienen techos de considerable grueso que comprometen su estabilidad y resistencia contra sacudimientos. También en las demás casas se emplea la misma clase de techo.

Barata es también la construcción de *casas de adobe* corrientes. Los muros son más delgados, de modo que el edificio resulta más liviano. Usando armadura por medio de costaneras de madera, mejora mucho la resistencia contra los temblores.

Mucho mejor han resultado las *casas de brea*, llamadas así según un arbusto que se reúne en atados delgados, que se colocan entre pies derechos bastante próximos unos de otros. Se recubre todo eso con una capa de barro como revoque.

Las mejores casas son las de *caña de Guayaquil*, que es importada del Ecuador, y por esto salen un poco caras. En la construcción se clavan entre los pies derechos las cañas en sentido horizontal, una sobre la otra. Así resultan dos tabiques de caña, uno interior y otro exterior, quedando el espacio entre ellos sin rellenar, poniendo el revoque sobre las paredes. Esta construcción muy elástica es muy resistente contra los temblores, pero se usa sólo en las casas comerciales y en las habitaciones de las clases pudientes.

Las casas de tabiques del tipo corriente que se usan en el centro del país y que resultaron muy resistentes contra los terremotos, no parecen haberse usado en Copiapó porque las maderas de construcción salen demasiado caras.

Los daños se repartían según C. Linnemann del modo siguiente en las diferentes clases de construcción:

| Clase de construcción | Número de las casas | Destruídas enteram. % | Fuertemente dañadas % | Deterioradas % |
|---|---|---|---|---|
| Tapiales | 440 | 56,6 | 31,4 | 12 |
| Adobes | 349 | 16,3 | 30,4 | 53,3 |
| Brea | 405 | 8,4 | 20,– | 71,6 |
| Caña de Guayaquil | 446 | 0,9 | 5,6 | 93,5 |

Del terremoto de Vallenar del 10 de Noviembre de 1922 no existen estudios estadísticos acerca de las destrucciones de las casas. Las experiencias eran las mismas que las constatadas por Cl. Linnemann. Interesantes son las fotografías publicadas por Bailey Willis, que pueden servir como ilustraciones de las líneas anteriores. Muy instructiva es la fotografía B de la tabla 5, en que aparece una casa de tabiques de dos pisos que ha quedado en pie como único edificio en medio de las casas de bajos (adobes y tapiales) enteramente destruídos.

En el terremoto de Chillán, del 24 de Enero de 1939, una Comisión Gubernativa, compuesta de los arquitectos e ingenieros Hermógenes del Canto, Pedro Godoy P., Eduardo Aguirre S., Jorge Muñoz Cristi y Julio Ibáñez, hicieron un estudio muy prolijo de los daños que habían sufrido las diferentes clases de construcciones. Del informe de esta comisión, que se publicó en los Anales del Instituto de Ingenieros de Chile, Año 53, 1940, pág. 376 ss, extractamos los siguientes datos sobre las destrucciones en la ciudad de Chillán:

| Clase de construcción | Número de casas | Derrumbadas % | Semidestruíd. % | Deterioradas % | En buen estado % |
|---|---|---|---|---|---|
| Adobes | 2.181 | 59 | 8 | 35 | — |
| Ladrillos | 844 | 44 | 13 | 43 | — |
| Madera | 104 | — | 8 | 88 | 4 |
| Con cadena de concreto | 158 | 11 | 5 | 31 | 53 |
| Ranchos de paja | 15 | — | 20 | 80 | — |
| Hormigón armado | 5 | — | 20 | — | 80 |
| Tabique | 190 | 6 | 8 | 86 | — |
| Total de todas las casas y y edificios | 3.526 | 47 | 9 | 86 | 3 |

En el cuadro anterior se han designado como «*derrumbadas*» las casas con el techo hundido o con murallas en el suelo; como *semidestruídas*, las casas con murallas desplomadas o con co-

mienzo de derrumbe general; como *deterioradas*, con murallas agrietadas u otros desperfectos, pero sin comienzo de derrumbe general.

Se ve que las casas de adobe y también las de ladrillos sin cadenas ni pilares de hormigón armado han resistido menos al terremoto. Pero en esta última clase de construcciones el empleo de cadenas y pilares de concreto armado hace aumentar mucho la resistencia. La comisión dice en su informe que el 16% de destrucción fuerte, que indica el cuadro, se debe a mala construcción debido al conocimiento deficiente que aun se tiene del papel de las cadenas y pilares.

De modo que resultaron más recomendables fuera de la construcción de albañilería de ladrillo con cadenas y pilares de hormigón armado, las casas de hormigón armado y las de tabiques. Según esto, debería agregarse al grado X de la Escala de Sieberg, que las casas de tabique del tipo chileno resisten bastante bien el grado X, quedando solamente algunas totalmente destruídas.

La relación entre la intensidad del terremoto y el porcentaje de casas destruídas (derrumbadas más semidestruídas) fué determinada por la Comisión en la forma que indica el cuadro siguiente:

| | Destrucción completa % | Grado Sieberg |
|---|---|---|
| Talcahuano | 5 | VII |
| Concepción | 10 | VII, 5 |
| | 20 | VIII |
| San Carlos | 30 | VIII, 5 |
| Tomé | 30 | VIII, 5 |
| Penco | 40 | IX |
| Parral | 40 | IX |
| Cauquenes | 50 | IX, 5 |
| Chillán | 60 | X |

Tengo la impresión que la Comisión les asignó notas demasiado bajas a la intensidad del movimiento. En el cuadro de las destrucciones en Chillán, vimos que las casas de adobe que prevalecerán en estas ciudades, coinciden en su resistencia más o menos con las construcciones de ladrillos; estas últimas corresponden a las «casas del tipo europeo» de la escala de Sieberg. En el grado IX de dicha escala se lee: «Las casas de tipo europeo, de sólida construcción de piedra sufren daños de tanta consideración que muchas de ellas son inhabitables; alguna que otra se desploma o derrumba en gran parte o enteramente». Creo que una destrucción completa del 10% de las casas, como hubo en Concepción, corresponderá bien a la frase: «alguna que otra se desploma o derrumba en gran parte o enteramente». Por esto, yo atribuiría la intensidad IX al terremoto en Concepción, y el grado IX,5 a las ciudades San Carlos a Cauquenes.

### 3) *La influencia del subsuelo*

Aun mucho más importante que la calidad de los edificios es la influencia de la calidad del subsuelo en las destrucciones causadas por un terremoto. Es éste un hecho que se ha comprobado en numerosas catástrofes grandes; en Chile, p. ej. en el terremoto de Valparaíso, donde se destruyeron sólo las casas situadas en la parte plana, mientras que las casas construídas en los cerros sufrieron solamente daños pequeños.

Se explica esto por el hecho que las ondas sísmicas, que se propagan como oscilaciones primarias en las rocas duras de la costra terrestre, dan origen a oscilaciones secundarias mucho más importantes dentro de la cubierta de arenas, rodados, arcillas y otras rocas sueltas de la superficie, como se ve en la figura 11.

La intensidad de las oscilaciones primarias de un temblor depende de la fuerza del sacudimiento en el hipocentro y de la distancia a este hipocentro o foco. En la zona profunda del globo terrestre, debajo de la zona de compensación isostática, y aun en las partes profundas de la litósfera, las superficies de las líneas isosísticas son superficies de esferas concéntricas. La primera irregularidad se presenta al entrar las ondas al

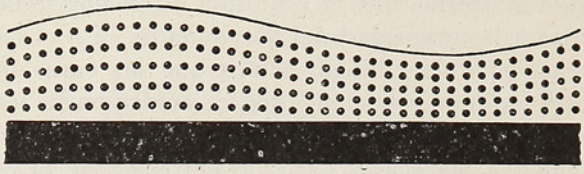


FIG. 11.—Ondas secundarias en terreno suelto causadas por ondas primarias en la roca (negro). Según Sieberg.

mosaico de la parte superior de la zona de fractura, donde las diferentes estructuras geológicas como las zonas de plegamiento, las de bloques dislocados o las de rocas horizontales, reaccionarán en forma distinta a las oscilaciones que les llegan del foco, resultando ondas secundarias. Los mayores cambios se producen en la cubierta suelta del terreno de acarreo moderno. Estas diferencias pueden observarse especialmente en la figura 12.

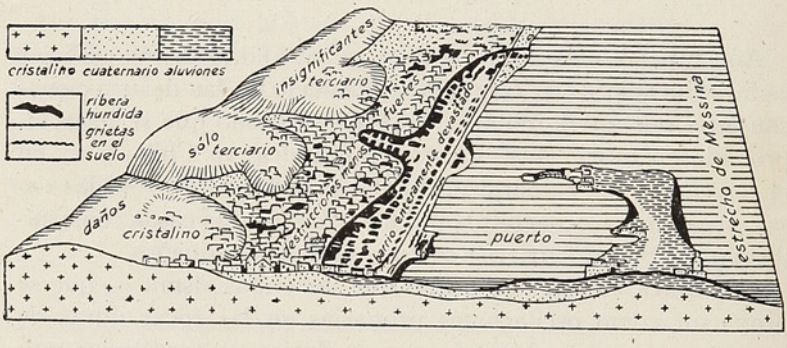



FIG. 12.—Diferentes efectos de las ondas primarias y secundarias en las destrucciones del terremoto de Messina en 1908. (Según Sieberg).

Vemos que en Messina, que fué destruído por una de las catástrofes sísmicas más grandes, hubo solamente daños insignificantes en las casas situadas en los cerros inmediatamente vecinos a la zona de destrucción completa. En la figura 12 se puede reconocer que la destrucción máxima se limita a la parte baja del terreno formada por aluviones recientes de poca coherencia y llenas de agua subterránea. Ya en la terraza

cuaternaria las destrucciones eran mucho menos fuertes y en los cerros, donde las rocas cristalinas afloran en la superficie, los daños eran sólo insignificantes. Es que las casas situadas en los cerros estaban fundadas en las rocas duras, donde recibieron solamente los sacudimientos de las ondas primarias. Basándose en tales observaciones, dice *Sieberg* con razón: «Aun en la región epicentral de los terremotos más fuertes, la intensidad sísmica verdadera puede ocasionar solamente daños insignificantes en los edificios».

La misma observación se hizo en Valparaíso en el terremoto del 16 de Agosto de 1906, como ya hemos mencionado. En ciudades como Chillán, en que la calidad del subsuelo no varía mucho, generalmente no puede observarse la influencia del subsuelo.

Las oscilaciones secundarias en los terrenos sueltos son tan peligrosas, porque las ondas de elasticidad, al pasar de las rocas yacentes al terreno suelto, son refractadas hacia arriba debido a la disminución de la velocidad, resultando amplitudes más grandes que las existentes en la roca dura (véase figura 11). Además, el límite entre los dos medios mencionados es generalmente de forma irregular, resultando direcciones muy variadas de los sacudimientos; esto, junto con fenómenos de sentamientos y deslizamientos interiores de la cubierta suelta, es sumamente peligroso para las construcciones fundadas en tal terreno suelto.

En estos procesos aumenta generalmente la intensidad del sacudimiento por fenómenos de resonancia. Sólo donde hay espesores muy grandes de sedimentos, como p. ej. en el relleno del valle longitudinal de Chile, se produce un amortiguamiento del movimiento sísmico.

Sieberg (12) ha publicado interesantes diagramas de la influencia de las diferentes clases de suelos en la intensidad sísmica, que presentamos ligeramente cambiados en la figura 13.

En los diagramas $A_1$ y $A_2$ vemos que en la loma rocosa a la izquierda, el temblor se siente con la verdadera intensidad primaria. En los rodados y arenas, que constituyen una cubierta de escombros de falda encima de las rocas duras, au-

(12) Sieberg. III, p. 244.

BIBLIOTECA NACIONAL
SECCION CHILENA

menta bruscamente la intensidad aparente en varios grados Mercalli-Sieberg, lo que se manifiesta por mayores daños y aun destrucciones en los edificios, que no se observan en las casas situadas en la loma rocosa.

Hacia la derecha, con el mayor espesor del terreno de acarreo, disminuye lentamente la intensidad. Pero luego aumenta otra vez en el terreno muy desfavorable de una antigua lagunita rellenada por turba y fango. En la arcilla seca, que

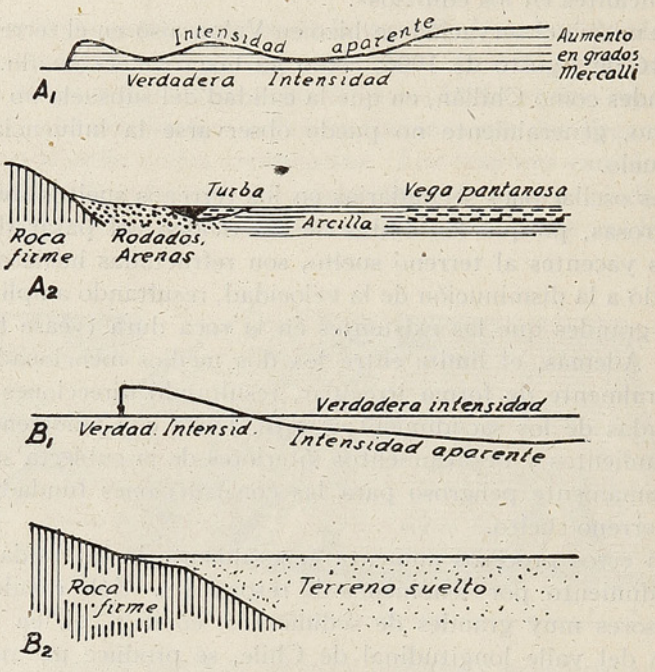



FIG. 13.—La influencia del subsuelo en la intensidad sísmica. Según Sieberg.

sigue a la derecha, la destrucción vuelve a disminuir; pero aumenta a un máximum en la vega pantanosa. En todo este perfil, la verdadera intensidad, determinada en la superficie de la roca dura, no habrá sufrido cambios, como lo indica la línea inferior del diagrama.

Los diagramas $B_1$ y $B_2$ muestran la influencia del espesor del terreno de acarreo. Parecido al diagrama anterior, la intensidad aparente principia bruscamente con fuerte destruc-

Hospital de Constitución, después del terremoto de 1928.

ción en toda la extensión, donde el terreno de acarreo tiene poco espesor. Sólo, donde el espesor aumenta debido al mayor declive de la superficie rocosa, disminuye lentamente la intensidad aparente, quedando aún debajo de la intensidad verdadera.

Los diagramas B corresponden a un caso muy frecuente en en el valle longitudinal de Chile, aunque es complicado un poco, porque los pies de las faldas de las dos cordilleras corresponden a fallas. En su estudio del terremoto de Valparaíso, Steffen llamó la atención a la destrucción muy fuerte que podía observarse en las llamadas «rinconadas» de la región de Putaendo. Esta destrucción excepcional se debe tanto al es-

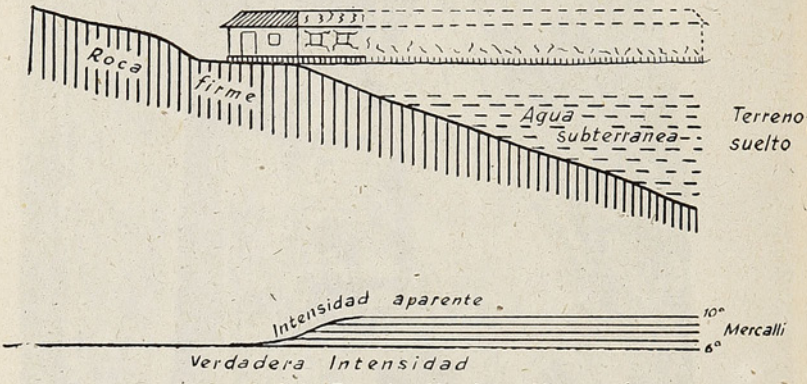



FIG. 14.—El hospital de Constitución destruído por el terremoto de Talca de 1928

pesor más reducido del terreno de acarreo, como a la forma de las rinconadas que entran entre los cerros, de modo que el suelo recibe impulsos desde direcciones variadas. Además vimos más arriba que las rinconadas están separadas por fallas semicirculares de los cerros vecinos.

El caso más patente de la influencia del subsuelo en la destrucción de una casa, lo observé en el hospital de Constitución, después del terremoto de Talca del año de 1928. El hospital consistía en un edificio de bajos de construcción sencilla: muros exteriores de adobes con tabiques interiores. Tenía una cuadra de longitud y principió, como se ve en la fotografía en el pie del cerro y de allá se extendía por unos 100 metros hacia

la vega. Los primeros 20 metros del edificio no habían sufrido nada, ni las tejas del techo se habían movido; en los 20 metros siguientes había ya algunas grietas en los muros y las tejas se habían corrido, como puede verse en la fotografía. El resto, de unos 60 m., estaba enteramente en el suelo. A la primera parte del edificio, situada al pie del cerro, podríamos asignar el grado 6; el grado 7 a 8 a los 20 m. de tejas corridas y al resto del edificio a lo menos el grado 10. Resultaría para el hospital de Constitución un diagrama como el de la figura 14. Las explicaciones de las diferencias tan grandes se encuentran en el dibujo superior de la figura. La parte del edificio, que no sufrió nada, estaba fundada en la roca firme del cerro; los 20 m. siguientes se hallaban ya sobre terreno de acarreo, pero relativamente firme sin agua. El agua subterránea, que hace desaparecer la firmeza de la greda, se hallaba solamente debajo de la parte enteramente destruída.

Sieberg publicó también un cuadro de las energías sísmicas adicionales que se deben agregar a la intensidad verdadera en el caso de terrenos superficiales sueltos. El cuadro corresponde aproximadamente a los diagramas de las figuras 13-14. Indica también los coeficientes, por los cuales debe multiplicarse la aceleración, y los grados Mercalli que deben agregarse a la intensidad verdadera medida en la roca firme.

El ancho margen que dejan las cifras anteriores, ya indica la poca exactitud del cuadro. Especialmente porque influirá también el mayor o menor espesor, como vimos más arriba. En espesores muy grandes, las arenas y rodados fluviales sufren una compresión por el peso de las capas sobrepuestas y alcanzan cierta firmeza, lo que junto con el efecto de amortiguamiento trasforma estas mismas capas en un subsuelo relativamente favorable, como ya lo observamos para el valle longitudinal.

La influencia del subsuelo de roca depende mucho del estado de descomposición superficial de ésta. Un granito descompuesto en maicillo suelto hasta 10 o más metros de hondura será tan peligroso como el grado 2 de la tabla anterior. Además, influirá mucho el estado de humedad que presenta y que depende de si han caído fuertes lluvias poco antes del terremoto o no. También influye la forma de la superficie, si se

| Orden de peligro | Suelos | Energías adicionales | | Observaciones |
|---|---|---|---|---|
| | | Coeficiente | Grado Mercalli | |
| 1 | aluviones<br>rodados<br>arenas<br>turba | 3–6 | 1–2 | El peligro aumenta con el agua que está absorbida. |
| 2 | arcillas<br>gredas<br>arcilla glacial<br>loes | 2–10 | 1–3 | En estado seco y compacto son poco peligrosos. El peligro aumenta con el agrietamiento. En estado húmedo son muy peligrosas, especialmente si se han puesto plásticas. Las arcillas son peligrosas también, si se hallan como intercalaciones delgadas entre capas duras cerca de la superficie. |
| 3 | escombros<br>taludes<br>desmontes<br>escombros artificiales | 5–½ | 2–3 | Son muy peligrosos, aumentando el peligro con el mayor tamaño de de los fragmentos y huecos, que permiten una contracción del material. |
| 4 | suelos de vegas<br>pantanos<br>lagunas<br>rellenadas | 8–16 | 3–4 | Son siempre muy peligrosos por su poca firmeza y plasticidad. |

trata de una falda de cierto declive que permite o favorece deslizamientos, y si fueran solamente de pocos centímetros.

De tales observaciones resulta que más importante que la construcción costosa de edificios asísmicos, es la elección de un terreno favorable para la resistencia de las construcciones, evitándose suelos francamente desfavorables que a menudo ya en terremotos anteriores se han manifestado como muy peligrosos. En la realidad, se oponen a menudo razones económicas más potentes, a las cuales se sacrifican cada siglo algunos cientos de vidas.

Tal como existen prescripciones para la ejecución de construcciones más o menos resistentes, deberían proscribirse ciertos terrenos para la construcción, y si fuera solamente para hospitales, internados de liceos, etc. Tanto en Valparaíso-Viña del Mar, como en Vallenar, Concepción y otras ciudades, hay sitios con subsuelo favorable cerca de la parte baja y peligrosa, en los cuales cualquier edificio bien ejecutado resistirá a terremotos fuertes, mientras en la zona baja se derrumbará la mejor construcción.

4) *La aceleración y amplitud en los temblores*

En la escala de las intensidades hemos indicado las aceleraciones correspondientes a los diferentes grados Mercalli-Sieberg. Es interesante comparar estas cifras directamente con la aceleración de la gravitación como lo presenta la lista siguiente, expresando la aceleración en unidades de la gravitación:

| grados | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| aceleración gravitacional | 1/400 | 1/200 | 1/100 | 1/40 | 1/20 | 1/10 | 1/4 | 1/2 | 1 | 2,5 | 5–10 |

En esta lista vemos que los primeros daños en edificios se presentan cuando la aceleración es la décima parte de la aceleración gravitacional y que siendo ambas iguales, se destruye la mayor parte de los edificios de construcción corriente. En los casos de aceleración superiores a la de la gravitación, objetos pesados como p. ej. bloques grandes, pueden ser lanzados al aire hasta cierta distancia, como se ha observado varias veces.

La amplitud de las oscilaciones superficiales de los temblores varía mucho. Según Omori, la amplitud mínima sentida por el hombre, es de 16 milésimos de milímetro. Temblores ligeros tienen amplitudes hasta 1 mm. Amplitudes de 1 a 2 mm. se sienten como temblores fuertes y tales de 5 a 6 cm. causan ya destrucciones. Amplitudes de más de 15 cm. corresponden a los grados X a XII. Los períodos de estas am-

plitudes son de 1 a 2 segundos, mientras que los de temblores ligeros alcanzan sólo fracciones de un segundo.

En el gran terremoto de Tokio del 1-IX-1923, la amplitud del primer sacudimiento era de 9 cm. y su período de 1,33 segundos; la amplitud del segundo sacudimiento era de 20 cm., pero las oscilaciones eran más lentas.

### B. La hondura del foco sísmico y clasificación de los temblores según la intensidad

La superficie de la región macrosísmica, como se llama la zona en que se siente el temblor sin instrumentos, depende en primera línea de la energía sísmica del temblor. Pero, la profundidad del foco tiene también mucha influencia, de tal manera que siendo igual la energía sísmica en el epicentro, la superficie de las regiones macro y microsísmicas aumentan con la profundidad del foco.

La determinación de la hondura del foco o hipocentro es todavía un poco problemática y los diferentes métodos no dan resultados que coincidan en forma satisfactoria. En general se encontraron profundidades muy reducidas, de pocos cientos de metros hasta unos 50 a 60 km. Esto no puede sorprender, porque la zona de fractura de la costra terrestre desciende sólo hasta la hondura mencionada, y los movimientos bruscos en fallas se limitan a esta zona de fractura.

Pero, en los últimos años se han determinado también honduras de 300 a 400 km., que son muy superiores al plano de compensación isostática (13). Los sacudimientos que provienen de focos tan profundos no pueden ser causados por procesos mecánicos como en los temblores tectónicos, sino se deberán a procesos termodinámicos o a reacciones químicas muy rápidas que observó G. Tamann en sus estudios de cristalización y fusión a presiones muy altas.

Aun en tales sacudimientos de focos muy profundos, las partes superficiales de la costra terrestre reaccionarán en forma parecida como en los temblores tectónicos; ya que las grandes unidades tectónicas, fosas o sillas, que están separadas por

(13) Véase J. Brüggen: *Texto de Geología*, p. 21 ss. y 33 ss.

las fallas, ejecutarán movimientos diferenciales, cuando son alcanzados por las ondas provenientes del foco profundo, produciéndose los sacudimientos más fuertes en las fallas que separan a estas unidades.

Lo mismo vale también de los temblores producidos por intrusiones magmáticas. La intrusión misma y la resorción magmática se producen sin duda en forma muy lenta; lo mismo que el plegamiento de las capas, no causarán directamente temblores. Pero, si por la presión de la intrusión se rompen y se solevantan bloques superficiales de la corteza terrestre, entonces se originarán temblores que tendrán como líneas epicentrales a las grietas nuevas o a fallas ya existentes.

El carácter de cada temblor es determinado por la intensidad del sacudimiento, la extensión de la zona sacudida y la correspondiente situación del foco. Sieberg reunió estos caracteres en la forma siguiente:

| Clase | Extensión en km. | | Intensidad en el epicentro | Foco | |
|---|---|---|---|---|---|
| | Microsísmica | Macrosísmica | (grados) | Hondura | Energía |
| 1. Terremotos mundiales | 18-20.000 | 1-2.000 | X-XII | desde hondura muy grande hasta cerca de la superficie | fuerte |
| 2. Terremotos grandes | 10-17.000 | más de 500 | VIII-XII | muy profundo | fuerte |
| 3. Semiterremoto | 5-9.000 | 300-1.000 | VII-X | desde hondura considerable hasta cerca de la superficie | débil |
| 4. Temblor pequeño | 2-4.000 | debajo de 600 | VI-VIII | profundo | débil |
| 5. Temblor pequeño | 500-4.000 | debajo de 400 | VII-X | poco profundo | fuerte |
| 6. Temblor local | debajo de 500 | debajo de 200 | debajo de VI | poco profundo o inmediatamente debajo de la superficie | débil |

## C. Clasificación y naturaleza de los temblores

La clasificación corriente de los temblores en los últimos años era la siguiente:

1) Temblores de derrumbes de cuevas.
2) Temblores volcánicos.
3) Temblores tectónicos.

Los números 1 y 2 se caracterizan por tener un punto epicentral que coincide con la cueva que está derrumbándose o con el cráter del volcán. Además, en ambas clases la intensidad, que puede ser muy grande en el epicentro, disminuye rápidamente, de modo que el temblor ya no se nota a pocas decenas de kilómetros de distancia.

Los temblores tectónicos se dividían en tales que se deben al plegamiento y otros causados por fallas. Estas últimas tienen una larga línea epicentral que coincide con la falla.

En su «Introducción a la Geología», H. Cloos estableció una clasificación enteramente nueva, distinguiendo los diferentes temblores según las causas dinámicas que producen al temblor. La expondremos en las líneas siguientes.

### 1) *Temblores causados por golpe o choque*

*a*). *Fuertes temporales y oleaje* en costas rocosas provocan en las rocas de la costa vibraciones que se pueden notar sin instrumentos en la vecindad inmediata y que, como «intranquilidad sísmica» se propagan a grandes distancias. Así, las rompientes en la costa de Noruega fueron observados por los sismógrafos a 3.000 km. en el Ural.

*b*). *El golpe de masas magmáticas* en el interior de la tierra acompañaría la intrusión a las rocas de la costra terrestre, provocando temblores en regiones volcánicas. Vimos más arriba, al hablar de los focos profundos, que la intrusión se produce probablemente en forma lenta y que temblores se originarán sólo cuando se abren grietas en la corteza terrestre solevantada.

*c*). *El golpe de la caída de cuerpos* puede producirse de diferentes modos:

La *caída de un gran meteorito* en Siberia, el 30–IV–1908, produjo sacudimientos macrosísmicos en un radio de 600 km. y movimientos microsísmicos que se observaron hasta una distancia de 5.000 km. Los *derrumbes de cerros* tienen efectos sísmicos apenas sensibles. Mayor es la influencia de los *derrumbes de cavidades y cuevas* que se han formado por la lixiviación de sustancias solubles, tales como la sal, yeso, capas calcáreas, etc., o que se deben a la explotación minera. Debido a la poca profundidad del foco, estos temblores no se propagan a gran distancia, aunque pueden ser muy intensos en la vecindad inmediata del epicentro, que tiene siempre la forma de un punto. Los *derrumbes en los cráteres de volcanes o en su depósito magmático cercano a la superficie* pueden producir temblores con características semejantes.

*d*). *Explosiones volcánicas* son causa de temblores frecuentes en regiones volcánicas. La extensión de la superficie macrosísmica es muy reducida, debido a la poca profundidad a que se producen las explosiones. Esto vale especialmente para las explosiones en la parte superior de la chimenea volcánica, dentro del cono, que se propagan apenas más allá del cono volcánico mismo.

No debe confundirse, sin embargo, esta pequeña extensión del temblor, con la mayor difusión del efecto explosivo por medio del aire. Como un ejemplo muy cercano puede citarse la erupción del volcán Quizapu, perteneciente a la Cordillera de Talca. Las vehementes explosiones de este volcán produjeron en Santiago sacudimientos de puertas y ventanas y también de instrumentos. Pero no se trata de temblores propagados por la tierra, como se ha publicado, sino de ondas acústicas propagadas por el aire.

### 2) *Temblores causados por rupturas*

El proceso mecánico puede estudiarse en ensayes de resistencia de materiales (metales). Al aumentar la carga en una probeta sometida al ensaye de tracción, se producen en ella escurrimientos moleculares y una disminución de la sección transversal que termina con la ruptura de la probeta, la cual produce vibraciones tanto en la máquina de ensaye como en el

ambiente. La solicitación principia con una deformación elástica, continuando en adelanto con una deformación plástica. En la naturaleza el fenómeno se produce en la misma forma, y el efecto de la ruptura se propaga en la costra y en el interior de la tierra por medio de ondas sísmicas.

Las causas geológicas de la ruptura son debidas a cualquier cambio de forma y volumen (contracción). Tienen gran importancia los fenómenos de dobladura y deslizamiento. Pero, tanto la dobladura como el deslizamiento mismo, no son acompañados de temblores, en tanto no se abran grietas.

*a*) La apertura de *grietas en el glaciar* sacude el hielo y hace vibrar el aire en forma de detonación.

*b*) Las *grietas en las rocas* se forman y se abren en cualquier proceso orogenético. Se han observado fuertes temblores al abrirse grietas producidas por las erupciones volcánicas.

### 3) *Temblores causados por rozamientos de deslizamientos*

Se trata de movimientos de traslación a lo largo de planos de dislocación, ya sea horizontales o verticales; debido a estos movimientos, los diferentes bloques de la costra terrestre se deslizan uno con respecto al otro.

El origen de los temblores de esta clase no se debe tanto a la apertura de nuevas grietas, sino a movimientos repetidos en grietas ya existentes, o sea en fallas. La naturaleza de estos temblores es parecida a la del grupo anterior: se produce un aumento de tensión en la costra terrestre con su correspondiente deformación elástica, mientras tanto las fajas situadas a ambos lados de la falla son retenidas por el rozamiento. Al pasar el límite de elasticidad, se produce la ruptura acompañada del temblor.

A intervalos de meses, años o decenas de años, se repiten los temblores provenientes de la misma línea epicentral, que es la falla, por lo que se tiene la impresión de que se producen movimientos cortos después de intervalos largos de tranquilidad. Pero según las observaciones geodésicas, resulta que los movimientos principales de la corteza se producen en los intervalos aparentemente tranquilos, mientras los temblores co-

rresponden a la compensación brusca y local de las tensiones acumuladas en la vecindad de la falla.

H. F. Reid y Sieberg describen el proceso a base de la figura siguiente: Si en una región de capas horizontales se ha producido un hundimiento, entonces se origina la dobladura dentro de la cual la faja $C_1$ $C_2$ está expuesta a una fuerte tensión, mientras que las zonas A y B quedan sin tensión. La tensión aumenta desde los dos lados hacia la parte central y es más fuerte en el plano *defg*. Al pasar el límite de resistencia, se origina el rompimiento y las dos alas del rompimiento saltan, debido a su elasticidad interior a la posición $C_3$ y $C_4$, en la cual

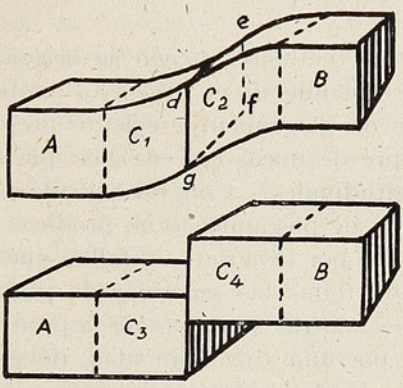



FIG. 15.—Temblor por interrupción brusca de la solicitación en una falla.

ya no existe tensión. Se ha formado así una falla. En forma parecida la tensión desaparece también en fallas ya existentes, donde la fuerte fricción hace retardar la compensación inmediata.

La compensación no se produce de un golpe en toda la extensión del plano de la falla, sino que principia en un punto determinado a partir del cual se propaga a menudo hasta regiones muy distintas, pero siempre con una velocidad inferior a la de las ondas sísmicas. El rompimiento de la roca, la fricción en los bordes de la falla con sus irregularidades de superficie y la cesación brusca del movimiento, son las causas de los numerosos sacudimientos que se notan en un temblor largo.

Especialmente la fricción causa las ondulaciones irregulares, alternando sacudimientos más fuertes con otros más leves. Mientras la rotura no tiene mayor extensión, la rigidez de la roca no permite movimientos importantes de las dos alas de la falla. Pero al extenderse la ruptura, se producen mayores dislocaciones que causan los sacudimientos más fuertes.

También la *salida brusca de los gases volcánicos* produce temblores por fricción con las paredes de la chimenea volcánica, pero estos temblores se notan sólo como una débil vibración del cono volcánico.

## Resumen de la naturaleza geológica de los temblores

Sólo 7% de los temblores tienen su origen en las energías volcánicas, correspondiendo el 93% a los temblores tectónicos.

Las serranías de plegamiento reciente presentan temblores que salen siempre de líneas epicentrales que son fallas transversales o longitudinales. Con esto queda comprobado que el proceso mismo de plegamiento no produce temblores directamente, sino sólo por las grietas y fallas que puede originar. En vista de que todas las serranías de plegamiento (Alpes, Apeninos, Andes y otras serranías de la periferia del Pacífico) se caracterizan por una alta sismicidad, debemos deducir que los movimientos de plegamiento y los movimientos secundarios en las grietas y fallas acompañantes, continúan hasta hoy día.

Otras regiones de alta sismicidad se relacionan con zonas de grandes fracturas, como p. ej. con las fosas tectónicas del Africa, del Rhin superior, etc. Al considerar que el plegamiento de la Cordillera chilena se produjo en el cretáceo medio y que después han pasado largos períodos de tranquilidad tectónica, en que la región de la cordillera fué reducida a una superficie de denudación avanzada, hasta que en el plioceno y cuaternario se formaron las fosas tectónicas de los valles longitudinales y de las fosas submarinas, en vista de estos antecedentes debemos considerar a los temblores chilenos como pertenecientes a las regiones de fracturas y no de plegamiento.

## D. La periodicidad de los temblores y la importancia de las fuerzas electromagnéticas

Desde mucho tiempo se ha tratado de descubrir cierta periodicidad en la repartición de los temblores, ya que éstos no se reparten uniformemente durante el año, ni durante el día. En el período diurno se llegó al resultado que, en general, los temblores eran más frecuentes en la noche que en el día, aun para los sacudimientos observados por los sismógrafos y sismoscopios. Con esto se excluía la explicación que esta repartición desigual se debía a que en la tranquilidad de la noche se perciben mejor los temblores suaves que en el día.

En cuanto a la repartición anual, las observaciones eran muy contradictorias en los diferentes países del mundo. Entre los profetas de sismos era muy difundida la idea, de que más críticos eran los días alrededor de la luna llena y nueva, o sea los días en que también las mareas del océano son especialmente altas. Lo mismo que estas «aguas vivas», también el aumento de los temblores supuestos se debería al efecto gravitacional del sol y de la luna. Sin embargo, la estadística de los temblores comprueba que no existe tal influencia gravitacional.

Las profecías de terremotos y cataclismos en general se basan además en la posición de los planetas, considerando como especialmente peligrosas la conjunción y oposición de éstos. En su importante obra sobre los *Problemas de la Sismología*, el P. Francisco Gun-Bayer estudió también la estadística de los temblores con la posición de los planetas y llegó al resultado siguiente:

«Si hay posiciones críticas de los planetas, ciertamente no lo son la conjunción ni la oposición. Porque de lo contrario en las estadísticas se debería encontrar un aumento de sismicidad alrededor de las conjunciones y oposiciones. Pero no encontramos sismicidad aumentada sino disminuída notablemente. De vez en cuando suelen inquietar ciertos periódicos a la población, anunciando cataclismos y terremotos. Casi siempre se basan tales pronósticos en conjunciones y oposiciones planetarias. Es verdad que en Chile nunca estamos seguros contra los terremotos; siempre debemos estar preparados. Pero, si hay épocas en las cuales podemos estar relativamente más seguros que de ordinario, entonces son éstas, cuando ciertos periódicos anuncian cataclismos».

La discusión del problema de la periodicidad de los temblores, había llegado a cierto punto muerto, habiendo una serie de observaciones contradictorias según las estadísticas usadas y según la región o país, en que se hicieron las observaciones. Se lo debemos al P. Francisco Gun-Bayer S. I., el haber descubierto caminos enteramente nuevos, que significan un adelanto importante en la ciencia sismológica. No podemos reproducir aquí sus interesantes diagramas en que estudia los períodos diurnos y anuales, la influencia del día lunar y del mes sinódico, que debe consultar el lector en las publicaciones originales. Pero, en vista de que el P. Francisco Gun-Bayer se basó en gran parte en observaciones hechas en Chile, daremos en las líneas siguientes un breve extracto de sus resultados.

Lo nuevo del método empleado es que no se basa en los catálogos que comprenden todos los temblores de la tierra, sino los distingue según las diferentes regiones, especialmente los arregla según la latitud geográfica. Como base le sirvieron 3.000 terremotos y temblores del 4.° grado para arriba, de cuyos epicentros se conocen exactamente las coordenadas geográficas. Para cada uno de estos 3.000 temblores ha calculado la hora solar y lunar local y también la edad lunar. Además comparó la sismicidad con la actividad solar y las perturbaciones electromagnéticas del globo terrestre. Los resultados son los siguientes:

*a*) *Influjo del día solar.*—Ni la luz ni el calor del día, ni la oscuridad y el frío de la noche tienen influencia en la repartición de los temblores.

En toda la zona tropical, entre los 22° N. y S. hay más terremotos en la tarde (entre las 12 y 24 horas) que en la otra mitad del día. Entre los 8 y 20° N. y S. hay un máximum muy fuerte cerca de las 18 horas y un mínimum igualmente fuerte cerca de las 6 horas. Entre las 16 - 20 horas se producen tres veces más temblores que entre las 4 - 8 horas. En las regiones subtropicales, entre los 22 a 35° N. y S. la relación es inversa.

A este fenómeno principal se sobrepone otro, menos fuerte, pero muy claro: una oscilación continua del máximum entre la mañana y la tarde, a medida que uno se mueve del ecuador a los polos. Esta oscilación secundaria se observa bien en Chile: en las latitudes 24-25 (entre Antofagasta y Taltal) y 31-34

(entre Ovalle y Rancagua) prevalece de lejos el máximum en la tarde. En la latitud de 27° (Copiapó) prevalece el máximum en la mañana.

El P. Gun-Bayer considera el período observado en los trópicos como fenómeno principal y primario, que por inducción causa los fenómenos de las latitudes más altas. El sol causa en la zona tropical en su marcha diurna alrededor de la tierra, delante de sí escasez de temblores y detrás de sí abundancia de ellos. Por mera inducción, el máximum tropical a las 18 horas produce a la misma hora el mínimum subtropical y lo mismo el mínimum tropical de las 6 horas origina un máximum subtropical. Los máximos y mínimos inducidos causan nuevos mínimos y máximos en las latitudes adyacentes, cuya influencia se extiende hasta muy al norte y sur.

*b*) *Influjo del día lunar.*—El fenómeno primario es un período diurno muy pronunciado en la zona tropical que alcanza 80% del período causado por el sol. El máximum se produce cuatro horas después de la medianoche lunar y el mínimum 12 horas lunares despues del máximum. También estos máximos y mínimos producen otros por inducción en las latitudes adyacentes.

*c*) *Influjo del mes sinódico.*—De la influencia diferente del sol y de la luna resulta por interferencia en la zona tropical un máximo sísmico casi en la mitad entre la luna nueva y llena, culminante un día después del cuarto creciente. Es causado por la sobreposición de los dos máximos causados por los días solar y lunar. A este máximum en la zona tropical corresponde un mímimum en las latitudes de 26-46° N. y S.

*d*) *Influjo de las estaciones.*—Es evidente que la cambiante declinación solar durante el año debe modificar los resultados anteriores. En los cuatro meses del verano boreal: Mayo, Junio, Julio y Agosto, en casi todo el mundo, también en el hemisferio sur, sube la sismicidad; sobre todo en las latitudes 10° S. hasta 54° N. Sin embargo, se notan cuatro intersecciones profundas, bien simétricas al Ecuador, que se hallan en las latitudes 20-30° y 55-65° N. y S.

El P. Francisco Gun-Bayer cree que se trate de una influencia meteorológica, porque el verano boreal es en término medio en 4° C. más caliente que el verano austral, resultando

también una circulación atmosférica aumentada con mayores perturbaciones meteorológicas.

*e) Influjos de la actividad solar y de las perturbaciones electromagnéticas de la tierra.*—Las perturbaciones electromagnéticas en la tierra tienen un período anual marcado, siendo reducidas y débiles en los meses de Diciembre-Enero y Junio-Julio, cuando la tierra se halla encima del Ecuador solar, que es la zona menos activa del sol. Fuertes y numerosas son las perturbaciones en Septiembre-Octubre y Marzo-Abril. De la estadística sísmica se desprende el resultado siguiente: un aumento de la actividad solar y de las perturbaciones electromagnéticas hace disminuir la sismicidad en la zona tropical, especialmente entre los 0 y 10° N. y S. y la hace aumentar entre los 22 y 42°. Entre los 44 y 60° no se nota ninguna influencia.

Hasta aquí hemos seguido a las publicaciones hechas por el P. Gun-Bayer en los últimos años. Mientras tanto, este sabio incansable ha proseguido sus investigaciones llegando a resultados de suma importancia científica y también práctica para todos los países que como Chile sufren a menudo las consecuencias de grandes terremotos. Dió a conocer estos resultados, cuya publicación aparecerá en medio año más, en una conferencia dictada en la Academia Científica de la Universidad Católica. Le estoy muy agradecido al P. Gun-Bayer, por haberme permitido dar el extracto siguiente de sus investigaciones:

Confeccionó la curva anual de 577 terremotos fuertes y destructores que se habían producido en California, en la Península Ibérica y en Chile. Esta curva presenta amplitudes extraordinarias de 500 a 1.000%; además es sumamente regular y enteramente simétrica con respecto al principio del año (1.° de Enero). La misma curva, en parte con amplitud mayor, en parte menor, se obtiene, al tratar cada una de las tres regiones por separado o estudiando los diferentes siglos por separado. Con otras palabras, la curva es indudablemente real y revela una causa sumamente fuerte en la naturaleza, que influye en los temblores, especialmente en los terremotos destructores.

La causa no pueden ser las estaciones del año, porque actúa en ambos hemisferios en el mismo sentido.

Utilizando los Boletines del Observatorio del Ebro de 1910-

1935, el P. Gun-Bayer confeccionó también la curva anual de los días de perturbaciones electromagnéticas (días de carácter 2 o sea días de fuertes perturbaciones). La curva obtenida presenta, primero, una amplitud igualmente fuerte entre 400 y 800%, y segundo, un perfecto paralelismo con las curvas de los grandes terremotos.

De esta interesantísima investigación del P. Gun-Bayer se deduce que las perturbaciones electromagnéticas deben influir en cualquier forma que sea, en los temblores, especialmente en los terremotos fuertes y destructores. Esta conclusión se saca con mayor razón, porque de otro modo quedaríamos sin explicación alguna del fuerte ritmo anual de los terremotos destructores, que tiene el mismo sentido en las latitudes subtropicales en ambos hemisferios.

Una conclusión práctica de estas relaciones será la inmensa importancia práctica que tendrán los observatorios electromagnéticos para nuestro país. Servirán para profundizar nuestros conocimientos sobre estas relaciones recién descubiertas, con la esperanza bien fundada de poder predecir algún día los terremotos con suficiente anticipación.

Después de haber comprobado la influencia solar y lunar en la periodicidad de los temblores, el P. Francisco Gun-Bayer pasa a investigar la forma cómo ejercen estos dos astros su influencia. Como fuerzas posibles cita el calor, la atracción y la tensión eléctrica. Careciendo la luna de irradiación calórica, quedan sólo las últimas dos fuerzas.

Una influencia de la gravitación era, a priori, muy probable, especialmente después de haber comprobado por instrumentos ultrasensibles que, igual a las mareas de los océanos, se producen tales olas también en la costra de rocas, siendo su diferencia entre marea alta y baja de 30 cm. Estos 30 cm. podrían ser suficientes para aumentar tensiones ya existentes en la costra terrestre hasta la ruptura, acompañada de un temblor.

En contra de tal proceso hablaría según el P. Gun-Bayer, el hecho que el máximum de los sismos no se produce con luna nueva o llena, sino en las cuadraturas, en el cuarto menguante o creciente.

Esta exclusión de la influencia gravitacional, elimina también una influencia parecida de la presión atmosférica, como

lo expone el mismo autor: si las mareas, cuya elevación en las costas es de 2 a 4 y aún más metros, no tienen el efecto de aumentar la sismicidad en las horas de alta o baja marea, entonces menos podrá tener efecto el paso de una depresión barométrica, cuya diferencia de presión es sólo la centésima parte de la columna de las mareas. Sin embargo, las estadísticas permiten reconocer cierta influencia del paso de las depresiones atmosféricas. Debemos concluir que no es la presión barométrica la causa, sino otro factor físico que acompaña a las perturbaciones de la atmósfera, o sea la humedad y la electricidad, siendo esta última más probable.

Queda, pues, como única explicación la fuerza electro-magnética, que es propia tanto del sol como de la luna. La tierra es un globo con carga eléctrica negativa que corre continuamente hacia el espacio, de manera que el globo quedaría dentro de 13 minutos sin carga, si ésta no fuera renovada continuamente de una manera todavía no explicada. También el sol tiene una carga eléctrica negativa que corre continuamente hacia el espacio en forma de una lluvia de electrones, que sale en forma especialmente intensa de los inmensos campos de las manchas solares. Al lado del potencial eléctrico negativo del sol, el de la tierra es relativamente menos elevado y al fin el potencial de la luna es aún mucho menos elevado. Al dar a nuestra tierra el potencial cero, el sol se comporta frente a ella como un globo cargado con electricidad negativa y la luna como un globo cargado con electricidad positiva.

Sabemos que globos cargados eléctricamente influyen uno en el otro. Al acercar a un globo metálico otro cargado negativamente, en el primero los electrones, que al principio estaban uniformemente repartidos, se reparten de tal manera que el lado más cercano al globo negativo tenga una carga positiva y el lado opuesto una carga negativa. En forma parecida, el campo electro-magnético de la tierra sufre deformaciones por el influjo de los campos correspondientes del sol y de la luna. Por esto, el flujo electrónico, que sale de la tierra, no será siempre el mismo en un mismo punto de la superficie terrestre.

Por lo demás, confiesa el P. Gun-Bayer, que hay todavía mucha obscuridad sobre la manera cómo se realizan los influjos y que queda un vasto campo para investigaciones posteriores

De todos modos, no debe considerarse la tensión eléctrica como la causa del temblor, sino sólo como fuerza disparadora, tal como el fuerte viento de otoño bota las hojas de un árbol, que habrían caído algún día también sin su intervención.

Interesante es que el P. Gun-Bayer relaciona después los temblores con las descargas eléctricas de la cordillera, que corresponderían tal vez a la descarga del globo terrestre. Observó estorbos muy fuertes en la recepción de radio, inmediatamente después de un fuerte temblor. Con esto se restablecerían en su verdadero valor las numerosas observaciones de fuertes descargas eléctricas durante varios terremotos chilenos, cuya relación con el fenómeno sísmico ha sido negada por algunos sismólogos. También el problema del presentimiento de los terremotos por el hombre y los animales aparece bajo nuevos aspectos interesantes.

Tenemos, pues, un gran campo, en que la observación de personas aficionadas a estos problemas puede contribuir al progreso de la ciencia sismológica.

## III. Los temblores y terremotos chilenos

### A. La repartición geográfica de los temblores chilenos

Después de esta breve exposición de algunas nociones fundamentales de la sismología general, estudiaremos la sismología de Chile a base de los relatos y estudios efectuados en primera línea por el señor Montessus de Ballore, quien ha reunido valiosos datos en sus numerosas publicaciones. Otra fuente importante es un estudio de F. Goll, basado en un catálogo de numerosos temblores del siglo pasado.

Refiriéndose a la distribución geográfica de los temblores, Goll llega al resultado que con el trascurso del tiempo el máximum de frecuencia cambia de una comarca a otra, por lo cual las ideas acerca de la sismicidad de cierta región variarían a menudo con el tiempo. Así, en ciertos años, la región de Copiapó tendría mayor sismicidad, en otra época Chile central, etc.

Pero no puede aceptarse la suposición de Goll que de este

modo se explicaría la gran tranquilidad sísmica del sur de Chile hasta Magallanes. Esta suposición se apoya principalmente en razones teóricas, como en la continuidad de los volcanes activos hasta el extremo sur del país, lo mismo en la continuación de los macizos granodioríticos, considerando ambos fenómenos como causantes de los temblores. Termina diciendo: «No se comprende, por qué estas fuerzas seguirían actuando solamente más al norte».

A esta opinión puede objetarse, que los temblores netamente volcánicos, relacionados con los volcanes de la alta cordillera, son muy escasos y rara vez alcanzan hasta la región del valle longitudinal y casi nunca hasta la costa.

La mayor parte de los temblores chilenos son de origen tectónico y sus líneas epicentrales son las fallas que acompañan al pie de las cordilleras. No cabe duda que estas fallas continúan también hasta Magallanes; la falla que acompaña el pie de la Cordillera de los Andes, la pude seguir en forma muy clara hasta más allá del Istmo de Ofqui. Pero, los mayores desniveles producidos por estas fallas existen en el norte, donde se hallan las grandes fosas submarinas antepuestas al continente y donde, en la latitud de Taltal, las diferencias de nivel entre el fondo del océano y los cerros de la Puna de Atacama alcanzan 12 a 13 km., en una distancia horizontal de solamente 200 km. Con el término sur de la fosa de Atacama disminuye notablemente la sismicidad, de lo que se deduce que esta fosa enorme es el foco principal de la actividad sísmica del país. La sismicidad reducida, que se observa al sur de Concepción, corresponde exclusivamente a la actividad de las fallas que acompañan al valle longitudinal y a la de la costa misma.

Esta relación parece estar en contradicción con los resultados a que llegó el P. Francisco Gun-Bayer en su importante estudio sobre los Problemas de la Sismología, en el cual dice:

«Las series de observaciones más modernas parecen insinuar que las fosas submarinas tienen una sismicidad bastante reducida. Seguramente vale esto para la fosa submarina que acompaña las costas de Chile y del Perú. Según los boletines de La Plata, de La Paz y de la British Association, el interior de esos dos países debe ser hasta 10 veces más sísmico que el océano lindante. La sismicidad de la fosa submarina frente a la costa entre Copiapó y Antofagasta es casi nula. Al norte de Antofagasta aumenta la

sismicidad un poco en la fosa submarina, pero también allá queda muy inferior a la del interior del país».

En vista de que se trata de temblores cuyo epicentro se ha determinado por los sismógrafos, no puede dudarse del hecho que la mayor de los temblores del norte tengan su epicentro en el continente y no en la fosa submarina. Pero, por el otro lado, el diagrama de la figura 16, entendido correctamente, demuestra que con el término austral de la fosa de Atacama disminuye también la alta sismicidad.

La explicación de esta contradición es la misma que dimos en la página 57 y también en la página 60, en que vimos que deformaciones plásticas, como dobladuras en el plegamiento, no son acompañadas de temblores, en tanto no se abran grietas. Pero, si por la presión de una intrusión magmática se solevantan bloques superficiales de la corteza terrestre, entonces se originarán temblores con líneas epicentrales en las fallas o grietas de estos bloques. En forma parecida, la causa original de los temblores del norte de Chile serán hundimientos sin ruptura no acompañados de temblores, que se producen en el fondo de la fosa submarina. La presión lateral que ejerce la faja hundida en el continente, provoca en el bloque continental solevantamientos con movimientos bruscos en los planos de dislocación. En los sismogramas aparecen solamente estas fallas como focos del sacudimiento.

Se trata del mismo problema que conoceremos más abajo, al estudiar la erupción submarina que se produjo durante el terremoto de Vallenar en 1922. También en este terremoto, los sismogramas de toda la tierra, indicaron un epicentro, situado en el continente cerca de Vallenar. Pero tanto la gran ola sísmica como la erupción submarina cerca de la isla San Félix indican que hubo al mismo tiempo fuertes movimientos en el fondo del océano, que pasaron desapercibidos por los instrumentos.

La disminución de la actividad sísmica hacia el sur puede verse en el diagrama de la figura 16 y en las cifras siguientes dadas por Goll y Montessus de Ballore:

En Punta Arenas, hoy día Magallanes, se ha notado un solo

sacudimiento en los 12 años de 1861 a 1872; además hubo un temblor muy fuerte el 2-II-1879.

Desde la llegada de los españoles, la región de Chiloé y Valdivia ha sido asolada 7 veces por terremotos violentos: en 1575, 1633, 1737, 1742, 1786, 1837 y 1907. Según las anotaciones de Anwandter en Valdivia, entre 1851 y 1878 tuvieron lugar 68 temblores, o sea 2 a 3 por año. Entre 1910 y 1915 se observaron en Valdivia 5 a 12 temblores anuales.

Concepción ha sufrido con más frecuencia los efectos de grandes terremotos. Son 11 los que se produjeron en los años 1562, 1570, 1657, 1709, 1730, 1751, 1835, 1874, 1877, 1898 y 1939.

El número de terremotos habidos en Santiago no es mucho mayor. Son 13, que se produjeron en los años 1570, 1575, 1647, 1657, 1690, 1724, 1730, 1822, 1829, 1850, 1851, 1873 y 1906. En los años de 1861 a 1881 hubo anualmente 21 temblores. La lista de los temblores observados entre 1910 y 1915 da una cifra mucho más alta; pero se refiere en gran parte a temblores observados por instrumentos (sismoscopios) y en numerosas estaciones entre Valparaíso y Santiago. En años tranquilos, en la capital se sentirán solamente 1 a 2 temblores por mes.

Hacia el norte, hasta Arica, la intensidad sísmica, en cuanto se refiere a grandes terremotos, sigue más o menos igual, como veremos más abajo al discutir el diagrama de la figura 16.

En el problema de la repartición de los temblores chilenos, tampoco sirven las estadísticas detalladas que traen los Boletines del Servicio Sismológico, por ser demasiado incompletas. En la tabla siguiente he recopilado los resultados de los años 1910 a 1915, cuando el Servicio Sismológico bajo la dirección de Montessus de Ballore seguramente trabajó en forma más perfecta. En el texto original, que acompaña los diagramas de la repartición de la sismicidad, se comparan los diferentes grados latitud en cuanto a su sismicidad. Se constata casi siempre que el llamado foco del Aconcagua, situado entre 32° y 33° L. S. lleva la delantera, como se ve en la lista mencionada. Le sigue el de Valparaíso-Santiago y después algún foco septentrional, el de Copiapó, Tocopilla u otro.

En realidad, las cifras de la lista son muy engañosas y nos dan más bien un cuadro de la exactitud del control de los sis-

TABLA DE LA REPARTICIÓN DE LOS TEMBLORES OBSERVADOS POR EL SERVICIO SISMOLÓGICO DE CHILE

| | Grados latitud | 1910 | 1911 | 1912 | 1913 | 1914 | 1915 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Arica | 18-19 | 16 | 7 | 2 | 3 | 4 | 7 |
| Pisagua | 19-20 | 22 | 85 | 29 | 39 | 64 | 38 |
| Iquique | 20-21 | 16 | 29 | 15 | 13 | 52 | 51 |
| | 21-22 | 61 | 53 | 35 | 14 | 10 | 13 |
| Tocopilla | 22-23 | 170 | 271 | 225 | 117 | 24 | 44 |
| Antofagasta | 23-24 | 193 | 148 | 117 | 108 | 44 | 21 |
| | 24-25 | 33 | 58 | 40 | 43 | 17 | 11 |
| Taltal | 25-26 | 33 | 67 | 40 | 56 | 11 | 43 |
| Chañaral | 26-27 | 176 | 207 | 263 | 120 | 139 | 12 |
| Caldera-Copiapó | 27-28 | 126 | 183 | 266 | 127 | 151 | 51 |
| Huasco-Vallenar | 28-29 | 70 | 117 | 134 | 26 | 52 | 30 |
| Coquimbo-Serena | 29-30 | 45 | 128 | 123 | 29 | 39 | 17 |
| Ovalle | 30-31 | 150 | 182 | 153 | 74 | 97 | 55 |
| Illapel | 31-32 | 20 | 87 | 97 | 61 | 62 | 38 |
| Valles de La Ligua y Aconcagua | 32-33 | 189 | 307 | 473 | 466 | 235 | 152 |
| Valparaíso y Stgo. | 33-34 | 188 | 244 | 265 | 145 | 141 | 97 |
| Rancagua | 34-35 | 87 | 93 | 79 | 44 | 82 | 37 |
| Talca | 35-36 | 84 | 66 | 57 | 61 | 100 | 41 |
| Chillán-Concepción | 36-37 | 35 | 26 | 35 | 21 | 204 | 114 |
| Angol | 37-38 | 15 | 17 | 26 | 18 | 20 | 14 |
| Temuco | 38-39 | 9 | 7 | 7 | 13 | 13 | 22 |
| Valdivia | 39-40 | 6 | 5 | 5 | 8 | 12 | 10 |
| Osorno | 40-41 | 9 | 3 | 5 | 3 | 9 | 9 |
| Puerto Montt | 41-42 | 2 | 1 | 3 | — | 3 | 1 |

BIBLIOTECA NACIONAL
SECCION CHILENA

mos en los diferentes grados latitud, pero no de la repartición verdadera de los temblores. Valparaíso y Santiago disponían de instrumentos sismológicos, a los cuales no se escapa ningún temblor. En los Andes, que por su situación casi encima de la falla del pie de la cordillera tendrá una frecuencia extraordinaria de temblores, había un sismoscopio que en los años citados indicó casi todos los días un temblor; con este solo aparato se reúnen ya unos cientos de temblores al año. Además, la red de estaciones de observaciones es muy densa en la región del Aconcagua, entre 32° y 33°. En el Boletín XII, que

trae los datos del segundo semestre de 1913, conté, solamente para el mes de Octubre, 25 diferentes estaciones entre los dos grados latitud mencionados, que habían mandado datos acerca de temblores, mientras que en el mismo mes, las estaciones del norte, que mandaron datos, se repartían del modo siguiente:

| Grados latitud | Número de estaciones |
|---|---|
| 19 - 20 | 5 |
| 20 - 21 | 3 |
| 21 - 22 | 0 |
| 22 - 23 | 2 |
| 23 - 24 | 6 |
| 32 - 33 | 25 |

Por esto, el valor comparativo de la lista citada es completamente nulo, lo que puede confirmar cualquier persona que conoce el norte. En las provincias de Tarapacá y Antofagasta hay puntos, como la región del tranque de Pachica, como Pica, Calama, etc., en los cuales no pasa ningún mes en que no se hayan sentido cuatro o más temblores locales y que en su actividad bien se igualarán a Los Andes.

Lo único que se desprende de la lista de Montessus, es cierta variabilidad de la actividad sísmica en un mismo punto. Así los años 1910 a 1913 se caracterizan por mayor actividad en las latitudes de Tocopilla y Antofagasta que los dos años siguientes. Esta mayor actividad se extiende hasta la región de Ovalle. Más al sur, en Talca y Concepción, hay una mayor actividad sísmica en el año 1914.

Además, la lista citada indica claramente una disminución brusca de la actividad sísmica al sur de Talca, porque el descenso entre Santiago y Talca lo atribuyo a la disminución de los puntos de observación. En los años 1914-15 aumentó de repente la actividad sísmica de Concepción; con esto la zona de la disminución brusca de la intensidad sísmica se traslada de Talca a Concepción. Tales aumentos repentinos, como el observado en 1914 en Concepción, pueden deberse a algún temblor fuerte o terremoto, al cual siguen las réplicas que pueden durar muchos meses. Cambios repentinos de la sismicidad de

un lugar pueden deberse también a la muerte o cambio de residencia de un observador bueno, que ha cumplido minuciosamente con su deber o al cambio de un observador dejado por otro más cumplidor.

Interesante es también el número muy grande de temblores que se producen anualmente en el país. Esta cifra no puede obtenerse por adición de las cifras de la lista anterior, porque muchos temblores se han registrado simultáneamente en diferentes grados latitud. Montessus da para el año de 1913 la cifra de 991 como total de los diferentes temblores que se han sentido en Chile sin instrumentos, o sea, en cifras redondas eran mil al año. Esto corresponde a un temblor cada 8 horas o tres al día. Se ve, que los profetas tienen tarea fácil para predecir temblores para cualquier día, especialmente si se toma en cuenta que probablemente la cifra mencionada corresponderá sólo a la mitad o tercera parte de todos los temblores habidos.

También en el cuadro de la figura 16, que presenta la repartición de los grandes terremotos chilenos según la latitud geográfica, puede apreciarse la disminución brusca de la sismicidad al sur de Valparaíso.

El diagrama contiene para el norte del país varios vacíos sorprendentes, que se explican porque en algunos pueblos existen noticias documentadas sólo desde hace pocos decenios, pues algunas ciudades como Antofagasta, Taltal etc., se fundaron solamente en los años 1870 y 1859. Por esto los terremotos habidos en ellas aparecen en el diagrama sólo desde esas fechas. En cambio, para Arica, Valparaíso-Santiago y otros pueblos hay datos desde la llegada de los españoles.

Montessus lo menciona también al escribir: «si Tacna que está situada en la misma columna que Arica, hubiera tenido la misma importancia en el tiempo de los españoles, se obtendría para esa latitud probablemente la misma frecuencia de terremotos destructores que para Arequipa». Pero, no menciona Montessus las particularidades de las otras ciudades, que explican la gran irregularidad de su diagrama.

Así, las crónicas de Copiapó datan sólo de 1749. Al comparar la columna de Copiapó en el diagrama, se ve que la sismicidad de la capital de Atacama no quedaría detrás de la de Arequipa, si tuviera también una historia documentada de

400 años en vez de solamente 200. Por esto, la figura N.° 16 es en realidad un diagrama de la mayor o menor abundancia de documentos históricos, repartidos según grados latitud, pero no de la repartición de la sismicidad en Chile.

A los vacíos debidos a la falta de documentación histórica, hay que agregar la influencia de las diferentes clases de subsuelos,

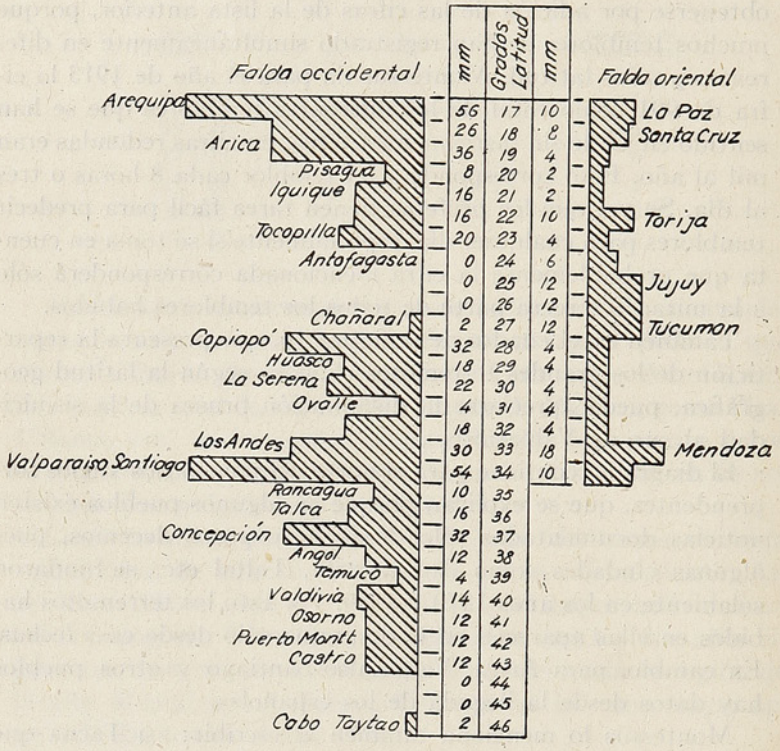



FIG. 16.—Diagrama de la repartición de los terremotos grandes en Chile. Según Montessus de Ballore. Escala: 2, 4 y 6 mm., correspondientes a cada semiterremoto, terremoto o gran catástrofe históricamente documentadas.

si éstos son favorables o no para la resistencia de los edificios. La Serena, Coquimbo y Ovalle tienen un subsuelo muy bueno y, por esto, nunca han sido asolados por verdaderas catástrofes sísmicas, aunque sus edificios han sufrido a menudo en mayor o menor grado. Además, Ovalle se fundó en 1831 y sólo en 1867 obtuvo el título de ciudad.

La columna de Valparaíso y Santiago corresponde probablemente al número total de los terremotos importantes acaecidos desde la conquista. Si comparamos sus columnas en el diagrama con la de Arequipa, vemos que la sismicidad no ha sufrido ninguna disminución desde el extremo norte del país hasta la región de la capital.

Rancagua y Talca, que aparecen en el diagrama con pocos terremotos, se fundaron más o menos en el mismo año que Copiapó, a mediados del siglo 18. Además, en el caso de mayores catástrofes sísmicas, las antiguas crónicas concentraron todo su interés en la capital, trayendo pocos datos de las ciudades vecinas, que a veces pueden haber sufrido más que la capital vecina. Errónea me parece la observación de Montessus, de que Rancagua haya sido afectado solamente por temblores provenientes del norte. En el terremoto de Valparaíso de 1906, la intensidad en Rancagua era de solamente 7, pero Machalí y Estrella, situadas en la misma latitud, tuvieron intensidad 10, o sea mayor que Santiago.

Pero en Concepción, cuya historia documentada es tan larga y completa como la de Santiago, la columna del diagrama debe corresponder a la verdadera sismicidad, indicando una real disminución de la actividad sísmica, que sigue disminuyendo hacia el sur.

De ningún modo faltan temblores a la región de Patagonia y Magallanes. En vista de tratarse de regiones en parte despobladas, las noticias son naturalmente escasas. Además influirá mucho el clima que con sus constantes vientos y huracanes hace estremecerse continuamente a las casas, de modo que temblores ligeros no llamarán la atención y pasarán desapercibidos. Montessus de Ballore encontró dos relatos que se refieren a los años 1741 y 1742, en que fueron notados temblores fuertes por los náufragos de la fragata inglesa *Wager*. John Byron, en el interesante relato de su viaje describe un temblor:

«... Como a media noche despertónos un ruido terrible que atribuímos... al sacudimiento de algún temblor como los que ya habíamos experimentado en estas regiones...»

El 2 de Febrero de 1879 se produjo en Magallanes un temblor muy fuerte que hizo deslizar al teniente de marina Ramón

Serrano Montaner por unos dos centímetros en el suelo, en el cual estaba acostado.

Si queremos representar en el diagrama de la figura 16, la repartición verdadera de la sismicidad, deberíamos trazar una línea recta que une la columna de Arequipa con la de Valparaíso y que de allá se dirige a la punta de las columnas de Concepción y Valdivia. Con esta línea resalta bien la relación que existe entre la alta sismicidad y la profunda fosa de Atacama que termina en la latitud de Valparaíso.

Basándose en la irregularidad de su diagrama, Montessus de Ballore distingue varios focos sísmicos que los relaciona en su mayor parte con los grandes valles trasversales, como el del Aconcagua, Elqui, Huasco, etc. Me parece errónea esta distinción de focos trasversales, estrechamente limitados en dirección N-S.

No cabe duda que existen numerosas fallas de rumbo E-W en el país. En tal falla termina el llano de Santiago, al norte de Batuco, pero aun ella está atravesada por varias fallas longitudinales. Otra falla trasversal pasa por la Cuesta de la Dormida.

Fallas trasversales muy importantes existen en la región de Antofagasta, al este de San Pedro de Atacama y en la región de Calama, pero son siempre de extensión limitada, de una longitud de unos 20 a 30 km. Frecuentes son tales fallas en la Cordillera de la Costa. El mejor ejemplo se halla al sur de Iquique, representado en la figura 9 en C-D. Es ésta la más septentrional de tres fallas paralelas; sus longitudes son sólo de 6 a 8 km.

Más frecuentes son las fallas trasversales en la costa misma, donde se desprenden de la gran falla de la costa. Como ejemplo citamos el Morro de Tarapacá, al sur de Iquique, donde una falla trasversal se desprende de la falla de la costa, pasa por el pie norte del Morro y dobla luego hacia el sur, perdiéndose después de unos 6 km. Otro tramo menos importante conserva su dirección hacia el este, desapareciendo a los 6 a 8 km lentamente. Otra falla trasversal limita la bahía de Pisagua por el sur; hacia el este sube al bloque de la costa, pero se pierde luego. El hecho que todas estas fallas trasversales terminen a poca distancia de la costa, indica que son roturas se-

cundarias que se produjeron cuando la Cordillera de la Costa subió varios cientos de metros en la falla de la costa.

Tales fallas secundarias trasversales limitan a menudo a las pequeñas caletas por el lado sur, como se observa claramente en Zapallar, donde la falla pasa por el pie norte del Morro. A menudo en estas fallas trasversales parecen haberse producido traslaciones horizontales, como en Papudo, en la desembocadura del Aconcagua y muchos otros puntos, donde la falla separa partes altas de partes bajas de la costa. Un movimiento horizontal en la falla del pie del Morro de Zapallar se produjo en el terremoto de 1906, como quedó indicado por la dislocación horizontal de una acequia de concreto, que bajó del Morro hacia la plaza.

En vista del gran número de tales fallas secundarias en la costa, no puede sorprender que los ríos, que existían ya antes del solevantamiento de la Cordillera de la Costa, hayan sido desviados en su curso inferior hacia tales fallas y hacia las depresiones limitadas por ellas. En su curso medio y superior, los ríos sólo excepcionalmente corren por valles de origen tectónico. El valle más dislocado es probablemente el del Aconcagua; pero se trata en primera línea de fosas de rumbo N-S, que se describirán más abajo al estudiar las destrucciones del terremoto de 1906. Sólo el trecho entre San Felipe y Ocoa parece una fosa trasversal con desarrollo de grandes «rinconadas» a ambos lados. En realidad, se trata de la continuación desviada de la fosa longitudinal de Putaendo que en San Felipe está en comunicación con la hoya de Los Andes.

Según la exposición anterior, es poco probable que las fallas trasversales que, en su mayor parte, son solamente roturas secundarias en el borde del bloque de la costa, puedan constituir los focos en que los movimientos sísmicos tomen su origen. Esto no excluye que en la unión de ellas con las grandes fallas longitudinales se produzcan sacudimientos especialmente fuertes, por tratarse de puntos de mayor destrozamiento de la costra terrestre.

El error de relacionar los focos sísmicos con los valles trasversales se debe en primera línea a la fuerte destrucción que se produce siempre en las ciudades y pueblos situados en estos valles. Pero vimos más arriba, que esta destrucción fuerte se

debe al subsuelo desfavorable que hay en los valles fluviales. Si casualmente, como en Coquimbo y Serena, las ciudades tienen subsuelo bueno, a lo menos las aldeas y casas de fundo situadas en su vecindad sufren destrucciones muy fuertes.

En la zona entre el Aconcagua y Copiapó, hay pocas construcciones en los cerros entre los valles trasversales. En parte se trata de construcciones buenas como en las estaciones de ferrocarril, en parte de chozas pobres de ramadas, pero que son muy resistentes contra los sacudimientos. Además, todas estas construcciones se hallan en un suelo seco y duro, muy favorable para la resistencia de las casas.

Si ocurre algún terremoto en el norte, una comisión de estudios visitaría en primera línea los pueblos situados en los valles trasversales, donde observaría mayores destrozos, mientras que la parte de cerros se atravesaría en ferrocarril, desde el cual no se notaría ninguna destrucción hasta llegar al valle siguiente. Allá, aprovechando las mayores facilidades para pernoctar, la comisión haría numerosas observaciones sobre destrucciones y al fin llegaría a la conclusión que el centro del sacudimiento fué el foco de uno de los valles trasversales y que los focos de otros valles vecinos entraron también en actividad.

La influencia del subsuelo aparece en forma muy clara en el mapa del terremoto de Vallenar del 10 de noviembre de 1922, publicado por A. Sieberg, que se reproduce en la figura 17.

Las curvas isosísticas indican dos centros de mayor intensidad, uno con el grado XI en el valle del Huasco y otro del grado X en el valle Copiapó. Ambas zonas de mayor sacudimiento coinciden perfectamente con el subsuelo desfavorable que existe en los fondos de los dos valles. Si tuviéramos mayor número de observaciones entre los valles Huasco y Elqui, seguramente habría que dibujar otra curva cerrada de intensidad IX para el valle de Elqui, entre Rivadavia y La Serena, pero exceptuando esta última ciudad con su subsuelo favorable.

Interesante es observar en el mapa que la mayor parte de los sismogramas, registrados en los observatorios de todo el mundo, coinciden admirablemente en la ubicación del epicentro, que según estas observaciones instrumentales se habría encontrado al este de Vallenar. La estrella *a* del mapa corresponde

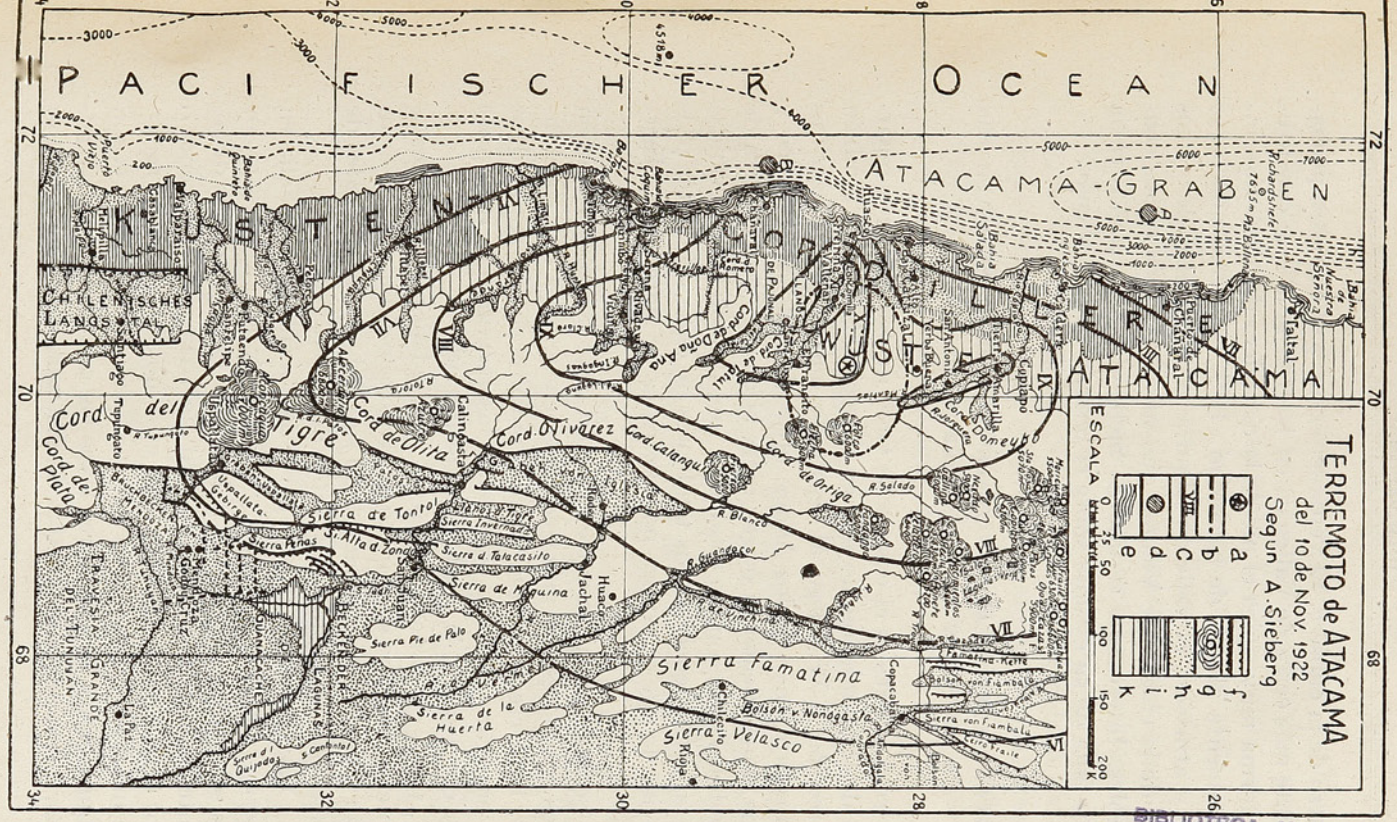



FIG. 17.—Mapa sísmico del terremoto de Vallenar del 10 de Noviembre de 1922. Según A. Sieberg.

BIBLIOTECA NACIONAL
SECCION CHILENA

**a** = epicentro más probable, determinado por los sismogramas de diferentes observatorios del mundo.
**b** = límite de la superficie dentro de la cual caen todas las determinaciones de distancia hechas en los observatorios anteriores.
**c** = curvas isosísticas.
**d** = punto de origen de las olas del maremoto.
**e** = intensidad del maremoto.
**f** = fallas.
**g** = volcán (los cerros Aconcagua y Mercedario no pueden considerarse como volcanes recientes).
**h** = terreno de acarreo. su
**i** = rocas cristalinas antiguas de la costa (en su mayor parte son granodioritas del cretáceo y rocas mesozoicas).
**k** = rocas mesozoicas de la parte occidental de los Andes.

al centro de la elipse *b*. El verdadero centro se encontró probablemente más cerca de Vallenar, en la gran falla que constituye en forma muy típica el pie de la cordillera de los Andes, inmediatamente al este de la ciudad. Esta falla continúa hacia el sur y atraviesa el valle de Elqui a pocos cientos de metros al este de la ciudad de Vicuña, que sufrió también daños considerables. Interesante es que A. Sieberg dedujo la existencia de esta falla de su estudio sobre el terremoto de Vallenar.

### B. Las líneas sísmicas principales de Chile y su actuación en algunos terremotos

De gran interés es el ensaye de Goll, de establecer la repartición de los temblores no sólo en dirección N-S, sino también en dirección E-W. Llega al resultado que algunos temblores chilenos provienen de los Andes, otros del lado del Pacífico y que los demás tienen su origen entre la costa y la cordillera de los Andes. Pero no pudo establecer una proporción determinada para la frecuencia de los temblores de estas diferentes procedencias, lo que se explica por la escasez de material de observaciones.

En general prevalece entre los habitantes del país la opinión que los temblores son más frecuentes en la costa que en el interior. Esta creencia, que parece coincidir con la realidad, se debe en gran parte a circunstancias secundarias que poco tienen que ver con la verdadera sismicidad.

Así, p. ej. en el norte salitrero, las ciudades importantes se hallan en la costa y, si ocurre una catástrofe sísmica, los diarios estarán llenos de narraciones de lo sucedido en las ciudades de la costa, pero traerán pocos datos del interior del país.

En Chile central, la mayor parte de las ciudades se halla en el interior. Pero las ciudades y pueblos de la costa, entre los cuales se cuentan numerosos balnearios, están situados directamente encima de la falla principal que pasa a pocas decenas o cientos de metros de la playa. Por esto, no sólo en los terremotos grandes las destrucciones son mucho más fuertes en la costa, sino también en los temblores leves las ondulaciones muy pequeñas, que a pocos kilómetros de distancia no se notarían, se

producen con mayor intensidad y son siempre sentidos por la población. Por el contrario, las ciudades del interior, como Santiago, Rancagua, San Fernando, Curicó, Chillán, etc. distan muchos kilómetros de las fallas, que limitan el valle longitudinal; además se encuentran en un llano rellenado por muchos cientos de metros de cascajo, que amortigua los sacudimientos; por ambas razones se sienten solamente los temblores un poco más fuertes.

A esto hay que agregar que la mayor parte de la gente, que tiene ocasión de hacer tales observaciones comparativas, son los veraneantes en la costa, que en las noches tranquilas del veraneo perciben muchos temblores leves que no sentirían en la capital con la intranquilidad de su tráfico.

### *1) El terremoto de Tarapacá de 1877.* (1)

En esta terrible catástrofe, que se produjo el 9 de Mayo a las 8.30 P. M., estuvieron en mayor actividad las diferentes líneas sísmicas situadas al pie de las dos cordilleras. Especialmente la falla, que corre al pie occidental de la Cordillera de los Andes, tuvo efectos destructores en los pueblos vecinos. Calama y Chiuchiu se destruyeron completamente. En Calama, donde la destrucción era un poco menor, sólo dos o tres casas quedaron habitables. En Chiuchiu se veían saltar las piedras del suelo con el temblor.

El subsuelo de Calama es desfavorable, arena con agua subterránea a poca hondura, mientras que Chiuchiu se halla fuera del fondo del valle en una terraza baja. También Pica y Tarapacá, que se encuentran a 2½ grados más al norte, se destruyeron casi completamente. En este último lugar, que era entonces la capital de Tarapacá, se desplomaron las dos terceras partes de las casas, a pesar del subsuelo no muy malo, formado por rodados secos y bastante firmes de una terraza baja. El subsuelo de Pica, que consiste en arena suelta o poco cementada, es mucho más malo.

Muy fuerte era el movimiento en la zona salitrera, en el

(1) Si no se indica otra cosa, las citas son tomadas de Montessus de Ballore. *Historia Sísmica de los Andes*. II. pág. 162 ss.

pueblo de Noria y en la vecina oficina salitrera de San Pedro, situada al SE. de Iquique. El subsuelo en estos puntos es bueno, especialmente falta el agua subterránea. La gran intensidad se explica por la vecindad de varias fallas trasversales recientes de 200 m. de salto (2). Las informaciones de San Pedro dicen que el temblor comenzó con dos golpes verticales, a los que siguió un movimiento ondulatorio que aumentó paulatinamente hasta derrumbar a las casas. Los golpes verticales indican que se trata de movimientos activos de las fallas vecinas que cerca de la oficina se cruzan con otra falla longitudinal que proviene del borde occidental del Salar de Pintados.

También los pueblos situados en el centro de la Pampa del Tamarugal, al este de San Pedro, como La Tirana en el Salar de Pintados, sufrieron graves destrucciones. El subsuelo consiste en un espesor de algunos cientos de metros de arcillas y arenas, que en parte encierran agua subterránea. Pero esta agua está repartida en canales de corte lenticular, de modo que el subsuelo no será tan desfavorable como en el fondo de valles fluviales.

Otra línea epicentral debe haberse hallado en la costa, porque allá se observaron también fuertes sacudimientos de dirección vertical. Los puntos de más fuerte sacudimiento en la costa eran Iquique y Pabellón de Pica, que son considerados por E. Geinitz como región epicentral. En Iquique el movimiento era al principio ondulatorio de dirección este-oeste, lo que puede atribuirse a los primeros golpes verticales de San Pedro.

En Tocopilla, las casas resistieron bastante bien porque eran de madera. Pero la gran intensidad queda comprobada por los numerosos rodados que descendieron de los cerros y que, según el ingeniero O. Harnecker, cubrían el camino al interior en todo su trayecto por la quebrada que desemboca en Tocopilla. Según el mismo observador, en la planicie, formada por sedimento seco, se habían formado pequeños orificios y la arena y el polvo han sido removidos como si hubieran sido repartidos por una criba. La caída de rodados de faldas y de deslizamientos de

(2) La falla más septentrional aparece en C-D, en la parte sur del mapa de la figura 9.

cerros se produce generalmente desde el grado X para arriba. El fenómeno observado en la parte plana, que no se ha descrito todavía en otras partes, parece corresponder a efectos de presiones laterales que se mencionan en el grado X como causantes de pliegues en el pavimento. Al mismo grado de intensidad correspondería también, si este fenómeno se debiera a una aceleración igual o superior a la aceleración gravitacional.

El fenómeno descrito por O. Harnecker es probablemente el mismo que fué sentido en Antofagasta en la forma siguiente:

«Durante el temblor les parecía pisar sobre papeles u hojas de latas y que el terreno era del todo hueco. La tierra ondulaba notablemente de una manera bien perceptible».

De la misma ciudad de Antofagasta hay la noticia siguiente:

«A las 20,30 horas se sintió un choque muy largo con sacudidas tan fuertes que la gente debía buscar medio para mantenerse en pie. Su duración no fué menor que 5 minutos. No hubo estragos por ser las casas de madera».

También en Cobija, que en esos años era el principal puerto de Bolivia, el sacudimiento fué muy fuerte:

«el remezón... aumentó terriblemente muy luego y con tan espantoso ímpetu que muchas personas que corrían rodaban por el suelo, sintiendo casi todos los vahidos precursores del mareo».

De Mejillones, que está situado al lado de la gran falla, en que subió el Morro de Mejillones, se comunicó que debido al movimiento giratorio, el que «intentaba dirigirse al sur, iba al este».

Según los fenómenos observados en el suelo en Antofagasta, debemos extender la zona del grado X hasta esa ciudad, incluyendo también Mejillones. Las mismas descripciones antiguas indican ya que las casas no se destruyeron por ser de madera. Además se hallaban en un subsuelo muy favorable.

Si se han observado tales intensidades en Mejillones y Antofagasta, entonces la intensidad en Iquique y Pabellón de Pica, que eran la zona de sacudimiento más fuerte, debe haber sido muy superior al grado VII atribuído por Montessus de

Ballore, quien busca el epicentro en la Pampa del Tamarugal. En favor de una intensidad X o aún mayor habla la observación de varias grietas que se abrieron en Chanavaya y que tuvieron hasta 15 m. de profundidad. Montessus considera las noticias de estas grietas como exageradas, pero sin aducir alguna razón que apoye su opinión.

Chanavaya está situada a pocos kilómetros al norte de Pabellón de Pica, en un pequeño promontorio rocoso unido a la ancha terraza marina. Si en esta terraza, de subsuelo enteramente seco, se han abierto numerosas grietas, entonces la intensidad debe haber sido de los grados X a XI.

La formación de grietas profundas en el terremoto es interesante, porque en el vecino Pabellón de Pica y en otras guaneras del norte, el guano se halla en profundas grietas, llamadas «caletones». Estos caletones en parte se deben al trabajo de las olas, pero muchos no pueden explicarse de este modo, especialmente vale esto para el largo y profundo caletón de rumbo N-S que atraviesa la punta de Pabellón de Pica y que pasa debajo del punto 3 de la figura 4, en mi «Geología de las Guaneras de Chile». También los otros caletones de posición normal a la costa son generalmente grietas tectónicas, ensanchadas por la erosión de las olas.

Volviendo a la repartición de las intensidades en el terremoto de Tarapacá, no debe darse demasiada importancia solamente a los daños causados en los edificios, sin preocuparse de la clase de subsuelo ni de la calidad de las construcciones.

En el norte salitrero, el subsuelo en la costa es un poco más desfavorable que el de las salitreras, con excepción de las oficinas y pueblos construídos en el terreno de acarreo moderno de la Pampa del Tamarugal. Pero muchas casas de la costa estarán fundadas directamente en la roca, que está en parte cubierta por arena seca. De mayor importancia es la clase de construcciones, que en la costa consistían casi exclusivamente de madera, como se observa aún hoy en Iquique y en muchos barrios de Antofagasta y otros pueblos. La resistencia de estas casas es tan grande, que soportan solicitaciones extraordinarias. W. H. Hobbs publicó una fotografía del terremoto de California de 1906, en que una falla de unos 40 a 50 cms. de salto pasa debajo de una casa de madera sin haberla destruído. La

casa, que es una construcción muy ordinaria, ha tomado posición un poco oblicua. Por esto en las ciudades de la costa bien podemos suponer intensidades X y aún XI, sin que hayan sido destruídas muchas casas de madera.

Al contrario, son muy deficientes las construcciones en el interior de la zona salitrera. Consisten en gran parte en muros formados por bloques de costra de sal que tienen aún menor resistencia que las casas de adobe. En realidad, estos muros son más bien una clase de pircas, cuyos hoyos se han tapado con greda. Los techos, que hoy son de calamina, en la época del terremoto, consistían probablemente en una armadura muy rústica, debido a la escasez de maderas, cubierta por barro o totora, que no dieron ninguna resistencia a los muros.

El terremoto de Iquique tuvo también una extensión extraordinaria de la zona pleistosística, o sea de la zona de fuerte sacudimiento. En Paposo, un poco al norte de Taltal, el sacudimiento era tan fuerte

«que casi no podía tenerse en pie... Los edificios son de madera, por lo que sufrieron muy poco, pero no así los cierros y divisiones del campo, que eran de piedra, que se rasgaron y demolieron casi en su totalidad».

Corresponde esto al grado VII. Aun en el valle de Copiapó se derrumbaron algunos muros de adobes. El extremo sur donde se observó el temblor era la región de Concepción. Hacia el norte la zona de fuerte sacudimiento se extendió hasta Tacna, donde se podían ver con toda claridad las «ondas de abajo para arriba, es decir del lado de Arica hacia el Tacora». Los daños no eran considerables, pero uno u otro paredón viejo se derrumbó. El punto más septentrional, en que se notó el temblor era el puerto de Santa, a 8° 58′ L. S.

Con esto, la extensión N. S. de la región macrosísmica es de más de 3.200 km.

Debido a las destrucciones muy fuertes, que se produjeron tanto en el interior como en la costa, me parece que las tres fallas principales situadas a ambos lados del valle longitudinal y en la costa han servido de líneas epicentrales. Además, la extensión muy grande en dirección N. S., que tiene la zona pleistosística, indica el carácter longitudinal del terremoto. Esto

no excluye naturalmente que en fallas trasversales, como en la región de San Pedro, al este de Iquique, se hayan producido también movimientos muy fuertes.

*2) Chile central y el terremoto de Valparaíso de 1906.*

Las mismas tres fallas principales existen también en Santiago. En terremotos fuertes entran simultáneamente en acción, pero pueden efectuar también movimientos por separado.

Así pasó en el terremoto del 6-XII-1851, cuando solamente la falla del pie oriental de los Andes estuvo en fuerte actividad. En Santiago hubo graves daños. En la Cordillera de los Andes se despeñaron enormes masas de rocas, mientras que en Valparaíso se sintió solamente un leve temblor.

Las numerosas observaciones hechas en el gran terremoto de Chile Central del 16 de Agosto de 1906, que destruyó la mayor parte de Valparaíso, permiten investigar detalladamente la mecánica de los temblores chilenos y sus relaciones con las diferentes fallas. Para facilitar al lector el entendimiento de la descripción, la figura 18 presenta los fundamentos de la tectónica y morfología de Chile central. Las indicaciones de la intensidad del sacudimiento se han tomado de la monografía de Montessus de Ballore sobre este terremoto. Los pocos puntos en que cambié el grado de intensidad, llevan la cifra en paréntesis. No ha sido posible dibujar las líneas isosísticas, porque la distribución de la intensidad ha sido demasiado irregular y el número de observaciones es demasiado reducido.

Una simple ojeada al plano demuestra lo insostenible que es la opinión de Montessus de considerar el terremoto como un temblor trasversal con centro en el valle del Aconcagua.

En contra de un temblor trasversal habla en primera línea la forma de la zona de mayor sacudimiento. La extensión este-oeste de la región encerrada por la curva isosística VIII, es de sólo 130 km. en el continente; al admitir igual extensión bajo el mar, se obtendrían 260 km. como diámetro trasversal. Pero en dirección longitudinal, o sea, N-S, se han observado intensidades del grado IX en una extensión de 440 km. desde Quilimarí a Parral.

Sacudimientos verticales, que son característicos para la región epicentral, se percibieron desde Coquimbo hasta Angol, indicando una longitud N-S de 880 km. para las líneas epicentrales.

La superficie macrosísmica, en que se sintió el temblor sin ayuda de instrumentos, ha sido extraordinaria. Según Steffen, abarca desde Tacna en el norte hasta Ancud en Chiloé, o sea en una longitud de 2.800 km., quedando sólo en 400 km. inferior a la extensión del terremoto de Iquique de 1877.

En la Argentina, el temblor fué observado con cierta intensidad en Mendoza, y aún en Tucumán y Santiago del Estero. Las tres ciudades están situadas cerca de las fallas que limitan la Cordillera de los Andes en el este, de modo que no puede sorprender mucho que en un fuerte sacudimiento del bloque de la cordillera, el movimiento se haya extendido hasta esas ciudades.

Dudosa me parece la indicación que la zona macrosísmica se haya extendido hasta Buenos Aires. Probablemente se trata del mismo fenómeno que indujo a Montessus a atribuir el grado IV a la intensidad del temblor en Corrientes. En esa ciudad se observó en algunas casas que las lámparas colgantes principiaron a balancear rítmicamente, sin que los habitantes notaran alguna trepidación o movimiento de la casa. Con los grados IV y V, las lámparas oscilan porque reciben impulsos directos del temblor, que además se manifiesta por el golpeteo de la cristalería en los estantes y por el crujido de los entablados. Tales fenómenos acompañantes no se observaron en Corrientes y la gente se dió cuenta del temblor sólo después de saber del terremoto de Valparaíso. Por consiguiente, las lámparas han obrado como sismógrafos y Corrientes se encontró fuera de la zona macrosísmica.

En cuanto se refiere a la extensión de la zona macrosísmica hacia el Oeste, hay noticias contradictorias sobre si se notó en las islas Juan Fernández o no.

En vista de la gran extensión de la región fuertemente sacudida, no puede sorprender la existencia de varias líneas epicentrales que entraron en actividad una después de la otra. Por esto, en algunos puntos los golpes verticales se observaron en la primera mitad del terremoto y en otros en la segunda mitad.

La existencia de dos centros separados puede deducirse también del hecho que había dos sacudimientos separados por una pausa de 20 a 45 segundos, siendo la duración total de 4 minutos.

En la primera mitad del terremoto se observaron sacudimientos verticales en los siguientes puntos: Illapel; en el valle del Aconcagua en Limache, Llay-llay y Los Andes; en el borde occidental de la cuenca de Santiago, en Lampa, Talagante y Hospital; en Machalí, Rancagua, Rengo y Llico. El movimiento principió con sacudidas horizontales y siguió con golpes verticales durante la segunda mitad en Valparaíso, Casablanca, Curacaví; en San Felipe, en Renca cerca de Santiago y bastante al sur en Angol. De Quillota y Santiago existen noticias contradictorias, Como se ve, los datos son demasiado incompletos y, en parte contradictorios, como la observación de San Felipe comparada con la de Llay-llay y Los Andes, para sacar conclusiones sobre el punto dónde comenzó el movimiento.

La repartición de la intensidad ha sido muy irregular, como se ve en el plano de la figura 18. Se debe esto en primera línea a la clase de subsuelo, pero también a la vecindad de fallas. Como favorables para la resistencia de los edificios pueden considerarse los rodados fluvioglaciales del valle longitudinal, especialmente donde tienen gran espesor. Desfavorables son las vegas de los valles fluviales y de las quebradas, en que se han construído la mayoría de los pequeños pueblos dentro de la Cordillera de la Costa, como p. ej. Casablanca, Curacaví, etc. Además, debe tomarse en cuenta que en los días anteriores al terremoto habían caído lluvias abundantes, de modo que muchos suelos compactos de greda que cubren las lomas, y lo mismo el maicillo granítico descompuesto, pueden haber perdido algo de su carácter favorable. Pero, en Valparaíso, las casas construídas en los cerros, no sufrieron mucho, de modo que la calidad de estos suelos parece haber disminuído poco.

Según la destrucción observada en los cerros de Valparaíso, la intensidad del terremoto habrá sido de VII a VIII. Muy desfavorable ha sido el subsuelo de aluviones y de relleno artificial de la parte plana de Valparaíso, donde había una destrucción casi completa, lo que corresponde al grado X. A esta destrucción fuerte contribuyó también la existencia de la fa-

lla de la costa, que pasa debajo de la parte plana a poca distancia del pie de los cerros, como se comprobó en un estudio geofísico para la zona entre el Fuerte Andes y el estero de la Cabritilla (3).

Mucho más fuerte debe haber sido la intensidad verdadera del terremoto en Zapallar, donde se destruyó más de la mitad de las casas, no obstante de haberse construído encima del cerro de subsuelo favorable. Lo mismo vale de los pueblos de Pichidangui y Quilimarí, situados en una terraza firme y sin agua subterránea. Montessus se inclina a atribuir a estos pueblos el grado X.

Tomando en cuenta que en los cerros de Valparaíso, las casas han sufrido sólo pequeños daños, correspondientes a los grados VII-VIII, y que en los pueblos citados, que se hallan 110 km. más al norte, había fuertes destrucciones, debemos deducir que el centro de mayor sacudimiento debe haberse encontrado más bien al norte de Quintero y no en Valparaíso, ni en el valle del Aconcagua. La zona epicentral norte se habrá hallado en la costa escarpada del continente; fué acompañada de fuertes destrucciones en todos los valles vecinos, como en los de La Ligua, Petorca, Aconcagua, etc. Donde pasan fallas importantes en el interior, sean longitudinales o trasversales puede haber aumentado la intensidad sísmica.

Valparaíso está situado en el extremo sur de la zona epicentral norte. Hacia el sur sigue una faja costanera, en la cual los pueblos como Curaumilla, Algarrobo y Cartagena sufrieron solamente poco, de modo que Montessus les atribuye intensidades 8, 7 y 6. En Cartagena, con la intensidad 6, el subsuelo es en realidad muy favorable, a lo menos en la parte donde se hicieron las primeras construcciones, arriba en el cerro. Pero el subsuelo no será mejor que el de Zapallar, donde había intensidad 9. En San Antonio, con el grado 8 a X, aumenta de nuevo la intensidad debido a la mala calidad del subsuelo de la parte baja de la ciudad.

Un aumento verdadero se produce entre los ríos Rapel y Maule, como se manifiesta, fuera de las destrucciones, por las numerosas grietas formadas en el suelo y los crateres de arena.

---

(3) Véase *J. Brüggen.* (3) p. 152 ss., fig. 41.

En favor de la existencia de dos focos de mayor intensidad hablan también los solevantamientos de la costa, que se observaron en estas dos zonas, mientras que en el medio, entre Algarrobo y el río Rapel, no se conocían demostraciones de tales movimientos. Pero, si tomamos en consideración todo el ancho de la Cordillera de la Costa con las altas intensidades en Casablanca, Curacaví, Melipilla, Estrella, etc., entonces tenemos una sola región epicentral que se extendería desde Quilimarí en el norte en 32°, hasta Curepto en el sur en 35° L.S.

Ya más arriba hemos visto que el terremoto de 1906 no puede considerarse como temblor trasversal correspondiente al foco del valle del Aconcagua. No cabe la menor duda que el valle citado con sus numerosos pueblos y haciendas ha sufrido en forma extraordinaria. Pero a esto contribuyó en primera línea el subsuelo malo de rodados llenos de agua. Además, como se ve en el mapa de la figura 18, este valle está atravesado por un gran número de fallas recientes; pero éstas en general, no tienen posición trasversal a las cordilleras, sino rumbo N-S.

Al salir del estrecho cajón glacial de la cordillera de los Andes, el río Aconcagua entra a la hoya cuadrada de Los Andes-San Felipe. Su límite oriental está formado por la gran falla del pie de la alta cordillera. Esta falla proviene desde la hoya de Santiago pasando por Colina. En la Cuesta de Chacabuco se ha removido unos 7-8 km. hacia el este en la falla trasversal que limita la hoya de los Andes por el sur. Hacia el norte continúa la falla más allá de la hoya de Los Andes, constituyendo los gigantescos escalones con que descienden las mesetas de la Laguna del Copín, al NE de los baños de Jahuel. También la falla occidental de la fosa de Los Andes, está muy bien desarrollada; corre de San Felipe hacia el sur, avanzando en forma escalonada hacia el este.

En San Felipe se comunica la fosa de Los Andes con la larga fosa longitudinal de Putaendo que, desde San Felipe se desvía hacia el oeste, extendiéndose hasta Ocoa, formando una fosa diagonal, acompañada a ambos lados por grandes «rinconadas». En Las Vegas, está cruzada por la fosa longitudinal Catemu-Llay-llay. El origen de la hoya ramificada de Llay-llay se ha tratado ya en la primera parte, al estudiar las dislocaciones del tipo Sagami. También la parte del valle entre Las Vegas y

Ocoa es de origen tectónico y no de erosión en vista del gran ancho y de las «rinconadas» bien desarrolladas a ambos lados.

En Ocoa, el río Aconcagua entra al gran sistema de fosas del valle Melón. El valle Melón principia en el norte, al este de la Cuesta Melón, donde no sólo pueden reconocerse fallas trasversales por la morfología del terreno, sino su existencia puede comprobarse también por las dislocaciones de los mantos calcáreos del cerro Navío. Se trata de varias fallas escalonadas, en las cuales la continuación septentrional de las calizas se ha desviado cada vez en más de cien metros hacia el este. Pero desde el cerro Navío hacia el sur, prevalece una fosa longitudinal N-S que en la región de La Calera se bifurca en dos fosas, separadas por el cordón de las Campanitas, en cuya punta norte están situadas las grandes caleras que dieron el nombre al pueblo Calera. Ambas fosas son recorridas por el río Aconcagua; la oriental continúa como valle de Ocoa, terminando en la grandiosa «rinconada» entre los cerros Campana y Roble.

La fosa occidental está formada por el ancho valle del Aconcagua entre Calera y Quillota. La falla occidental es bastante rectilínea, mientras que la falla oriental tiene forma curvada, cóncava hacia el oeste, constituyendo una enorme «rinconada». La falla oriental continúa al sur de Limache por el valle de Lliulliu, separando los cerros altos de Chapa de 1.980 m de los cerros más bajos en el oeste, que no alcanzan más de 900 m.

Llama la atención que los cerros relativamente altos de Chilicauquén, situados al NW. de Quillota no continúen al sur del río Aconcagua. Su situación con respecto a la rinconada al este de Quillota es parecida a la del cerro Chape con la rinconada de Chicauma (Lampa), resultando la impresión de que los cerros de Chilicauquén y su continuación septentrional, se hayan deslizado hacia el NW. Entonces, las fosas del sistema Melón constituirían grandes grietas de desprendimiento causadas por un deslizamiento de esta parte de la costra terrestre hacia el mar y el término sur de la profunda fosa de Atacama. En tal caso existiría otra falla, de posición trasversal, en el curso inferior del Aconcagua, entre San Pedro y la Costa, en que terminan los cerros altos del norte del río.

Aún más al poniente se halla la falla que acompaña el pie occidental de los cerros de Chilicauquén, separándolos de la

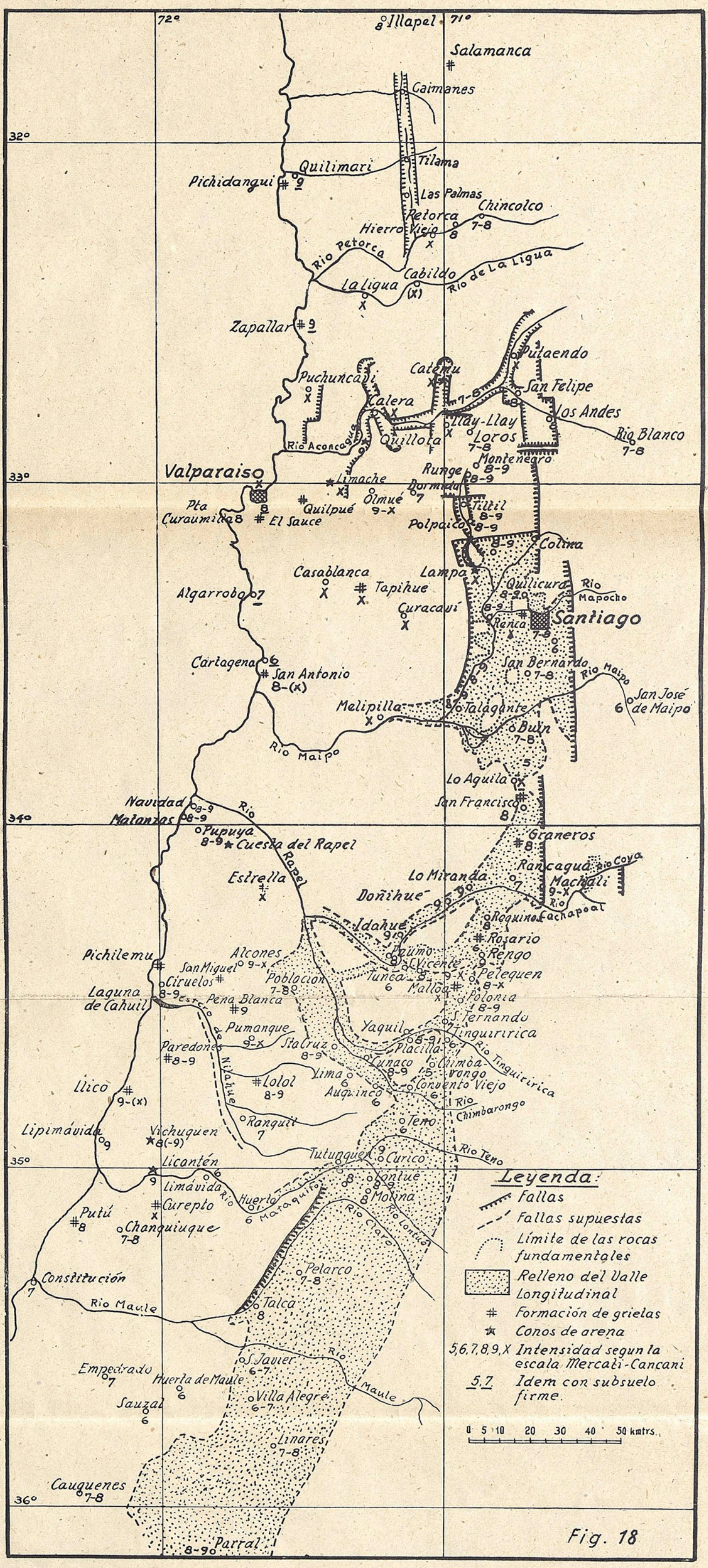
terraza marina entre Maitencillo-Quintero y el río Aconcagua. La falla, que en parte es una simple flexura, corre un poco al este del camino entre el Aconcagua y Valle Alegre. Al fin queda la falla de la costa misma, atravesada en Concón por una falla trasversal que causa la saliente de la costa.

En vista de tan numerosas fallas recientes, que se manifiestan claramente en la morfología del terreno, no puede sorprender que la zona del valle del Aconcagua haya sufrido una destrucción extraordinaria, especialmente en el terreno de acarreo lleno de agua subterránea. Pero, esto no indica necesariamente que el terremoto también haya tomado su origen en el valle del Aconcagua, porque vimos más arriba que la repartición de las intensidades indica que se trató de un terremoto longitudinal.

Todas estas dislocaciones pertenecen al sistema de fallas del gran valle longitudinal de Chile central, que desaparece hacia el norte ramificándose en una serie de fosas pequeñas como las que acabamos de mencionar; a ellas hay que agregar las de Tiltil, Rungue, Chacabuco y algunas otras más. En todas estas fosas, la intensidad ha sido bastante fuerte no obstante el subsuelo relativamente favorable, aunque en algunos pueblos como en Polpaico, hay terreno de acarreo con agua a poca hondura.

En el valle longitudinal, en la hoya de Santiago, las intensidades varían bastante según la situación y las condiciones locales. En Lampa, situado cerca de la gran falla occidental del llano central y casi encima de la falla que separa el cerro Chape de la Cordillera de la Costa, había intensidad X. La fuerte destrucción se debió en gran parte al subsuelo muy desfavorable de las arenas recientes del río Lampa, llenas de agua subterránea hasta la superficie.

En los rodados fluvioglaciales del valle longitudinal, tal como en Santiago mismo, predominan intensidades de VII a VIII. Sorprende la intensidad X observada en Renca, un suburbio de Santiago. Parece tratarse del efecto de una falla trasversal que proviene desde la región del Arrayán y que limita el cordón del cerro Manquehue por el sur y que pasa al sur de los cerros de Renca. También es posible que los cerros de Ren-




# MAPA DEL TERREMOTO DE VALPARAISO

FIG.—18. Mapa del terremoto de Chile central de 1906.

ca, que se asemejan a las dislocaciones del tipo Sagami, hayan ejecutado un movimiento especialmente violento.

La gran intensidad en Lo Aguila se debe en parte al subsuelo malo, lleno de agua y a la vecindad de las fallas de las dos cordilleras. Por las mismas causas se explican las intensidades altas de Talagante y Melipilla; el valle con que atraviesa el río Maipo a la parte oriental de la Cordillera de la Costa, no es epigenético, sino una fosa tectónica formada porque las fallas del borde oriental de esta cordillera doblan hacia el oeste al acercarse al río Maipo.

Steffen llamó la atención sobre los destrozos especialmente fuertes en las llamadas «rinconadas». Ya hemos explicado este fenómeno como debido al espesor disminuído de la capa superficial de rodados y a la vecindad de fallas de forma semicircular.

En la cordillera de los Andes, la intensidad del movimiento disminuyó rápidamente, habiéndose observado en San José de Maipo solamente el grado VI.

En la cuenca de Rancagua, la ciudad principal sufrió poco. En cambio, Machalí experimentó una destrucción del grado IX a X, por estar situado en inmediata vecindad de la falla que pasa al pie de la Cordillera de los Andes. También la falla del borde de la Cordillera de la Costa, que se desvía hacia el suroeste, causó altas intensidades en los pueblos de Lo Miranda, Doñihue e Idahue.

En la región, donde el valle longitudinal se descompone en una serie de llanos irregulares entre los bloques de la Cordillera de la Costa, resulta imposible indicar relaciones entre la fuerza del temblor y la tectónica. En primera línea habría que estudiar los diferentes puntos con referencia a la calidad del subsuelo y su situación con respecto a las fallas. Mas al sur, donde reaparece un gran valle longitudinal, desde Teno al sur, la intensidad varió entre VI y VIII, habiendo sólo en Curicó el grado IX.

En numerosos pueblos se observaron sacudimientos verticales como en Rengo, San Fernando, Curicó, etc., lo que indica que las fallas vecinas, que limitan el valle longitudinal, entraron en movimiento activo. En Curicó, situado en medio del

llano, puede haber una falla secundaria que pasa al pie del pequeño cerro, a cuyo pie se ha construído la ciudad.

Relativamente fuertes han sido los movimientos en medio de la Cordillera de la Costa, como en Vichuquén, Licantén y Curepto. En parte se trata de anchos valles con vegas húmedas, en que se formaron grietas y los interesantes crateres de arena como en Licantén. La mayor intensidad observada en la Cordillera de la Costa se explicará como en la latitud de Santiago, porque el bloque de la costa ha constituído el centro del sacudimiento. Además, nos hallamos cerca del foco austral del terremoto, que se halló en la costa, al sur del río Rapel.

Los fenómenos de solevantamientos en la costa se describirán más abajo en un párrafo especial.

### C. La forma de las regiones sacudidas en Chile

Se trata del problema, si en Chile prevalecen los temblores longitudinales o los trasversales, o sea, si los temblores se relacionan con focos situados en fallas de rumbo N-S o en fallas de rumbo E-O. Ya hemos visto que Montessus de Ballore relaciona la mayor parte de los temblores con focos trasversales correspondientes a los grandes valles fluviales como el Aconcagua, Elqui, Huasco, etc. Pero vimos también que esta opinión es equivocada porque se basa en las destrucciones fuertes causadas por el subsuelo malo en los valles.

Goll dice que las extensiones longitudinales no son mucho mayores que las trasversales, pues la mayoría de los temblores han sacudido también fuertemente a las ciudades de Mendoza y San Juan, situadas al lado oriental de la Cordillera de los Andes. Pero, allá al otro lado pasa otra falla de rumbo N-S o sea longitudinal, que es también una línea sísmica importante, que ha obrado a menudo como epicentro en los fuertes temblores argentinos. En terremotos grandes del lado chileno, esta línea entra también en actividad, resultando de este modo un ancho grande de la zona macrosísmica. En cuanto se refiere a la extensión de la zona macrosísmica hasta Buenos Aires, vimos que se debe a una apreciación equivocada del movimiento de las lámparas colgantes que han servido como sismógrafos.

Resulta, pues, un carácter tectónico para la mayor parte de los grandes y pequeños temblores chilenos relacionados con las grandes fallas longitudinales en que han subido las dos cordilleras. En vista de longitudes de 3.200 y 2.800 km. en los dos terremotos de Iquique 1877 y Valparaíso 1906, los anchos quedan relativamente reducidos, aún suponiendo para este último que la zona macrosísmica se haya propagado debajo del mar en la misma extensión que hacia el este.

La Comisión Gubernativa, que estudió los efectos del terremoto de Chillán del 24 de Enero de 1939, llegó al resultado que las fallas que limitan las Cordilleras de la Costa y de los Andes no han desempeñado ningún rol en este fenómeno sísmico, basándose en parte en que no se observan destrucciones especialmente fuertes en la vecindad inmediata de las fallas, en parte porque la repetición de una nivelación de precisión no haya indicado desplazamientos importantes en las mismas fallas.

En cuanto se refiere a la destrucción de edificios, estos dependen más de la clase de subsuelo que de la vecindad de las fallas, aunque esta última tiene siempre cierta influencia. Pero, en un buen subsuelo, un gran terremoto no es capaz de botar las casas. Y en cuanto se refiere a la revisión de la nivelación, doy en la figura 19 el resultado de la revisión de la nivelación de precisión hecha en 1935 entre Talcahuano-Concepción-Chillán-Cauquenes y renivelada después del terremoto de Chillán en 1939; ambas nivelaciones han sido ejecutadas por el Instituto Geográfico Militar (4).

La figura 19 presenta las relaciones muy claras entre la tectónica general y los cambios de nivel producidos en el terremoto de Chillán. Por desgracia no conocemos el movimiento de hundimiento o solevantamiento que habrá efectuado el punto de salida de la nivelación, que es el dique N.° 2 de Talcahuano, porque no hay observaciones de mareógrafo anteriores y posteriores al terremoto.

A la izquierda del perfil se ve que la llanura baja de Talcahuano-Concepción se ha hundido en unos 60 cm. Esta llanura

(4) Anuario del Instituto Geográfico Militar. 1935-39. Capitán Sr. Carlos Sepúlveda. Resultados de la nivelación de precisión 1939. *Memorial Técnico del Ejército de Chile.* 1941.

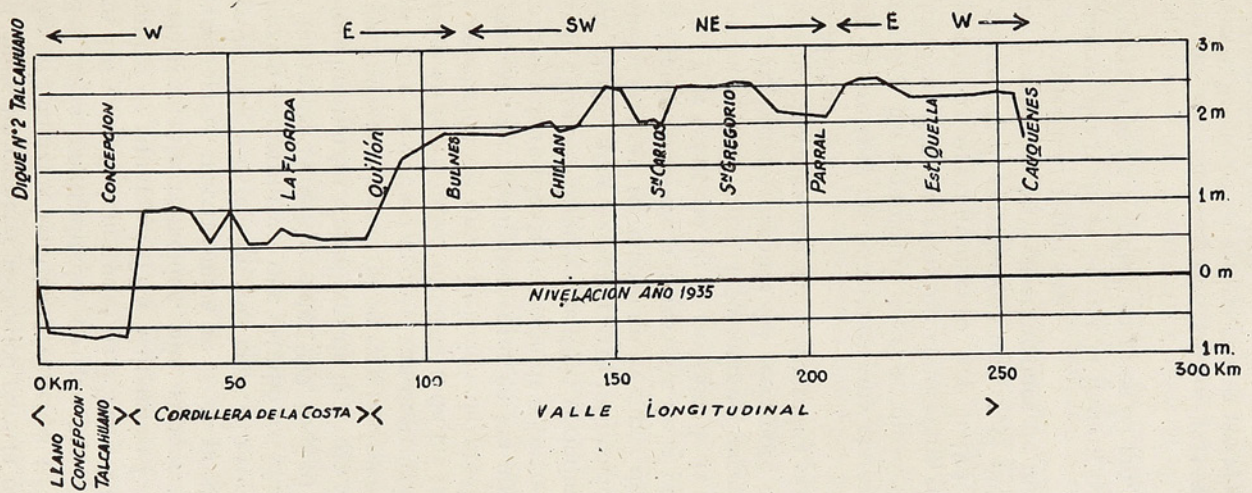



FIG. 19.—Diferencias entre dos nivelaciones de precisión hechas antes y después del terremoto de Chillán

constituye una fosa tectónica entre la falla occidental que pasa por el pie oriental de la meseta de Tumbes y otra falla que pasa al este de Concepción, constituyendo el pie occidental de la Cordillera de la Costa. Entre la plaza de Concepción y un punto situado a 4 km. al este, ya en el interior de la Cordillera de la Costa, se produjo un solevantamiento de 97,9 cm. en comparación con la situación anterior al terremoto. Agregando el hundimiento de 60 cm. de la llanura de Concepción, tenemos un movimiento de 1,60 m. que se produjo en la falla del pie de la Cordillera de la Costa. Según la Comisión Gubernativa mencionada, no se pudieron observar grietas de importancia en este tramo. En realidad, el desplazamiento vertical es poco importante; además puede distribuirse en varias fallas paralelas, de modo que las grietas pueden haber quedado cerradas en la superficie. Probablemente se habrán formado numerosas grietas insignificantes o dobladuras como flexuras, que no llamaron la atención.

La otra falla importante pasa por el pie oriental de la Cordillera de la Costa en la región de Quillón, entre Florida y Bulnes. En ella se produjo también un desplazamiento importante, subiendo la línea de la renivelación de 58,727 cm. encima de la nivelación de 1935 a 162,625 cm., lo que corresponde a un solevantamiento de más de 1 m. Lo que sorprende es que en vez de un hundimiento, que debería esperarse para la fosa del valle longitudinal, se produjo un solevantamiento. El mismo movimiento se observó también más al norte, entre el llano que avanza desde el este hasta Cauquenes. Como se indicó en la figura 19, la parte de más a la derecha en el perfil tiene dirección E-W.

Importante es que el solevantamiento entre La Florida y Bulnes y probablemente también el otro, se produjo exactamente en la zona de la falla que separa la Cordillera de la Costa del Valle Longitudinal.

El movimiento inverso con respecto a la morfología no puede sorprender mucho, porque se ha observado también en otros terremotos. Así, vemos en la figura 20, que en el gran terremoto de San Francisco de 1906 se hundió el lado del continente en 1 m con respecto al lado del Pacífico. En California la explicación es que el movimiento principal era de dirección horizon-

tal, moviéndose el lado oriental de la falla en 2 a 4½ m. hacia el SE. En tal traslación horizontal pueden originarse presiones secundarias que hacen subir ciertas zonas del bloque removido. También en la falla de Neo de la figura 1, hubo importantes movimientos horizontales y es de esperar que tampoco faltaron al terremoto de Chillán. Los pequeños saltos que indica el perfil de la figura 19 entre Chillán y la región de Parral, pueden deberse a tales presiones secundarias o simplemente a fallas secundarias de posición trasversal.

Por coincidir los movimientos más importantes con las fallas principales a ambos lados de la Cordillera de la Costa y con la falla al pie de la meseta de Tumbes, me parece que el terremoto de Chillán no constituye ninguna excepción entre los temblores chilenos relacionados con las grandes fallas longitudinales.

Al fin quiero mencionar brevemente la opinión errada de Bailey Willis, de que el terremoto de Vallenar del año de 1922 estuvo en relación con las napas de sobreescurrimiento del mesozoico de la región de Copiapó. Estas napas y escamas tectónicas se han formado en el cretáceo medio y no tienen nada que ver con las fuerzas tectónicas que están activas hoy día.

## D. Solevantamientos de la costa de Chile en los terremotos

Durante muchas decenas de años, se han discutido las observaciones de importantes solevantamientos de la costa chilena, que hizo Darwin después del terremoto de Concepción del 20 de Febrero de 1835. La discusión se acentuó, cuando el célebre geólogo Eduard Suess, en su gran obra *Das Antlitz der Erde*, que apareció a fines del siglo pasado, negó rotundamente la posibilidad de solevantamientos continentales, explicando las terrazas de solevantamiento frecuentes en las costas por un retiro del mar, causado por hundimiento de extensas superficies del fondo de los océanos. La crítica de Suess se dirigió en primera línea contra las observaciones hechas por Darwin y Fitzroy en la costa de Concepción y Arauco.

Durante el terremoto, Darwin se halló en una expedición al

interior, pero Fitzroy, el capitán del *Beagle*, en que viajaba el célebre naturalista, hizo una serie de observaciones basadas en mediciones exactas.

Fitzroy constató que durante los días siguientes al terremoto, el mar no se elevaba hasta su altura normal, o sea hasta 4 a 5 pies de altura vertical. Se discutió inmediatamente la causa, opinando algunos que el continente se había solevantado, pero predominó la idea que el mar se había retirado. Lentamente se atenuaba la diferencia, de modo que a mediados de abril no había más que 2 pies de diferencia entre el nivel que el mar alcanzó entonces en la marea alta y el nivel anterior.

La comprobación más exacta de un solevantamiento importante se encontró en la isla Santa María, en el golfo de Arauco. En el extremo sur se constató un solevantamiento de 8 pies (=2,4 m), en el centro de 9 pies (=2,7 m) y en el norte de 10 pies (=3 m). La isla se visitó dos veces, porque después de la primera visita efectuada a fines de Marzo, surgieron algunas dudas y se volvió a la región a principios de Abril. En la segunda visita se confirmaron los resultados de la primera. Aún más al sur, en Tubul, situado en el continente, se constató un solevantamiento de 6 pies = 1,8 m.

El 3 de Mayo del mismo año, el capitán Coste encontró en la isla Santa María una hondura de anclaje en 9 pies menor que antes y comprobó también los indicios de solevantamiento en la playa que había observado Fitzroy.

Suess, al citar este hecho, agrega: «desgraciadamente no hizo mensuras exactas». Pero me parece que no se puede pedir mucho más exactitud que la doble visita de Fitzroy y la comprobación posterior por el capitán Coste, que también indica una cifra precisa. Para apoyar su propia idea de que no hubo solevantamiento, Suess se limita a escribir:

«Al mismo tiempo... la Sociedad Geológica de Londres recibió una comunicación de don Mariano Rivero y una carta del coronel Walpole: los dos se pronunciaron contra un cambio de nivel (del mar) en Chile durante ese terremoto».

Debería esperarse que, al pedir tanta exactitud para comprobar un solevantamiento manifiesto, se hayan dado un poco más detalles acerca de los métodos empleados para constatar

que no hubo tal movimiento, indicando al mismo tiempo los puntos exactos de la costa, donde se han hecho las observaciones en que se basa la aseveración.

Toda duda acerca de un verdadero solevantamiento de la costa desaparece, al leer la siguiente descripción de Darwin que se refiere a la isla Santa María:

«Grandes masas de locos y choros pegados todavía a las rocas, se hallaban encima del nivel superior de la alta marea y algunos acres de una superficie rocosa, que antes siempre estaba cubierta por el mar, quedaron en seco y despedían un olor desagradable proveniente de los numerosos animales en descomposición».

En vista de esta clara descripción, es difícil comprender que Suess negara el solevantamiento descrito, tratando de explicar los cambios de nivel observados por la «sacudida extraordinariamente fuerte del mar» que habría causado alteraciones pasajeras en las corrientes marinas. Tal explicación carece de toda base razonable, especialmente al considerar el espacio largo de un mes que trascurrió entre el terremoto y las observaciones hechas en la isla Santa María.

En contra de un solevantamiento de la costa de Concepción se ha citado también la escasa altura de pocos decímetros sobre el mar que tienen las antiguas construcciones de Penco. Se dijo que, en caso de solevantarse la costa de Chile en los terremotos, estas construcciones deberían haberse edificado debajo del nivel del mar. Esta objeción no tiene base, porque se trata por el momento sólo de la cuestión de sí en el terremoto de Concepción del 20 de Febrero de 1835, se solevantó la costa de la isla Santa María en 8 a 10 pies y la de Talcahuano en más o menos la mitad. No se habla de Penco ni de movimientos que pueden haberse producido en otros terremotos.

Ya hemos visto que en Talcahuano la altura del solevantamiento disminuyó lentamente, siendo más importante en el momento inmediatamente después de la catástrofe. Esto lo menciona Caldcleugh que fué testigo del terremoto:

«El capitán Fitzroy y el capitán Simpson de la flota chilena, son de opinión que el solevantamiento del suelo, tanto en la isla como en Concepción, era notablemente mayor en el momento del terremoto y que los nu-

merosos temblores más pequeños que siguieron al terremoto, han causado una disminución del solevantamiento anterior».

Esto significaría que el movimiento vehemente del gran terremoto haya conducido a un solevantamiento excesivo y que los temblores posteriores, conocidos bajo el nombre de «réplicas», hayan llevado a la costra terrestre al nuevo estado de equilibrio o, mejor dicho, han acompañado los movimientos posteriores que conducían la costra al nuevo equilibrio.

A este respecto es muy importante lo ocurrido en la Laguna de Cahuil, durante el terremoto de Valparaíso de 1906. La laguna se halla en el curso inferior del estero de Nilahue, a más o menos 10 km al sur de Pichilemu. En su Diccionario Geográfico, Risopatrón la describe con las palabras siguientes:

«Tiene más o menos 10 km. de largo por 220-800 m. de ancho; es baja en su extremo superior, donde desemboca el estero Nilahue, pero relativamente profunda en su parte occidental donde entran las mareas, a las que el lago debe su agua salada».

Los fenómenos que se observaron a consecuencia del terremoto de Valparaíso, se describen en un artículo firmado por I. M. C. R., en la forma siguiente:

«El mar se había retirado como nunca en las más bajas mareas, dejando en poder de los costeños los codiciados despojos, en aquella abundancia que es de suponer. Los que conocen la parte de la costa que hay entre Pichilemu y Cahuil, pueden formarse una idea de la bajamar, teniendo presente que las mujeres podían entrar sin peligro ni dificultad a recojer erizos hasta unas rocas que hay más allá de las «Piedras de los Lobos», las cuales ordinariamenre no aparecen a flor de agua».

«Por lo que toca a la laguna de Cahuil, la gente que vive en la parte sur, donde entra el estero o río Nilahue en dicha laguna, notó en la mañana del 17 de Agosto que toda la llanura por medio de la cual corre el Nilahue, amaneció cubierta, de cerro a cerro, por agua como en las mayores avenidas. Los riberanos atribuyen aquella abundancia de agua a la lluvia del día precedente; pero por lo que se vió después, parece lo más acertado asegurar que eso no fué sino el resultado del levantamiento de la costa, que en un principio debió hacer retroceder las aguas del Nilahue y las de la laguna de Cahuil».

«Lo cierto es que la laguna se vió reducida por aquellos días a un angosto canal o barranca cubierta de agua, por donde se había recogido y se precipitaba al mar el agua que antes la formaba; eso da una idea del notable levantamiento en aquella parte».

«La pesca en la laguna se hizo imposible y muy difícil el atravesarla, por haber quedado interpuesta entre la antigua orilla y los botes una gran extensión de fango pantanoso. Si hubiera durado este estado, no sólo se habrían agotado la mayor parte de las provisiones de pescado para los veraneantes de Pichilemu, sino que se habrían acabado también las salinas que hermosean y enriquecen las riberas de la laguna».

«Felizmente, el agua fué poco a poco, insensiblemente, volviendo a ocupar sus antiguos dominios. Dicen que después del temblor del 20 de Septiembre, han quedado las cosas como antes del terremoto, si bien los pescadores se quejan de que la laguna haya quedado con honduras, donde se les escapan los peces por debajo de las redes, al hacer la «barrida». Ese descenso insensible y gradual de la costa hasta ocupar su antigua posición con relación a las aguas, ¿es el efecto de esa serie de sacudimientos que se han sentido en la costa con mayor intensidad que en Santiago y que han mantenido atemorizados a los costeños hasta ahora?»

No puede ser más clara una descripción de la influencia de un solevantamiento de la costa en un lago costanero, en cuyo fondo fangoso el estero excava un profundo canal debido a la erosión renovada por el solevantamiento. Montessus de Ballore, defensor de las ideas de Suess, trata de negar todos los solevantamientos de la costa chilena y no publicó esta interesante descripción en su monografía del terremoto de Valparaíso, aunque haya aparecido en la memoria de Steffen (3) del año de 1907.

El artículo da una descripción muy clara del efecto del solevantamiento, por el cual el estero excava un profundo cauce en el fango del fondo de la laguna. Este mismo cauce profundo constituye más tarde, cuando habían vuelto las aguas, las honduras de que se quejan los pescadores porque permiten a los peces escapar debajo de las redes.

Volvimos a encontrar en el artículo citado la misma idea de Caldcleugh que, con las réplicas de un terremoto, la costa anteriormente solevantada vuelve a hundirse, probablemente hasta llegar a una pequeña diferencia duradera, que podría determinarse sólo por una nivelación exacta.

Las réplicas del terremoto de Valparaíso se limitaron principalmente a la zona de la costa entre Zapallar y Llico y, precisamente en la región de Pichilemu y Cahuil, donde se observó el mayor solevantamiento, las réplicas han sido más frecuentes y fuertes.

Un punto como la laguna de Cahuil u otras lagunas costa-

neras de condiciones parecidas, serían muy apropiadas para la observación exacta de los movimientos de la costra terrestre después de un terremoto, por medio de mediciones limnimétricas. También el nivel del agua subterránea en pozos cercanos a la costa puede servir para el mismo fin.

En Cartagena se determinó un pequeño movimiento definitivo por medio de nivelaciones exactas entre una señal de fierro incrustada en un muro de piedra, situado a orillas del mar y otro punto fijo en un cerro vecino. La diferencia de nivel entre ambos puntos era de 139,2573 m., con un error de 1,5 mm. En Abril de 1909, o sea 3 años después del terremoto, se repitió la nivelación y se constató una diferencia de 12,7 cm.

Según los datos recolectados por las comisiones, que estudiaron los efectos del terremoto de Valparaíso, el solevantamiento se extendió desde Iloca hasta Matanzas, pero no se observó en la región de San Antonio y Algarrobo, salvo la pequeña diferencia de 12,7 cm. en Cartagena. Otra zona de solevantamiento se halla entre Valparaíso y Los Vilos, donde alcanzó solamente unos 70 a 80 cm.

Montessus niega la exactitud y veracidad de estas observaciones, porque han sido hechas en su mayor parte por «pescadores cuyo criterio científico era malo». Me parece equivocada tal idea, porque en la constatación de solevantamientos de rocas de la costa, no se trata de elucubraciones científicas, sino de observaciones sencillas dentro del campo del trabajo diario de los pescadores. Si leímos más arriba que en Pichilemu

«las mujeres podían entrar sin peligro ni dificultad a recoger erizos hasta unas rocas que hay más allá de las «Piedras de los Lobos», las cuales ordinariamente no aparecen a flor de agua».

entonces para tal observación no se necesita ningún criterio científico, sino solamente sentido común y cierto conocimiento de la región que no se podrá negar a los pescadores de la zona.

Lo mismo vale también para la comunicación del jefe de pescadores de Valparaíso, según la cual

«por sus pescadores había sabido que una diferencia parecida (2 pies) en el mar se nota hasta Concón, donde ahora se sacan erizos con las manos, en puntos donde antes no se podían sacar de ningún modo».

Por esto es equivocada la conclusión a que llega Montessus de Ballore al final de su estudio sobre el terremoto de Valparaíso (pág. 289):

«1) En el terremoto de Valparaíso no se produjo levantamiento alguno de la costa sólida de Chile;
2) Las perturbaciones de nivel que, según se dijo, se observaron en varios puntos de la costa, afectaron sólo materiales incoherentes y probablemente no fueron duraderos».

La explicación dada en la segunda conclusión es muy equivocada, porque es sabido que los erizos se recolectan entremedio de las rocas duras y no en el fondo arenoso. Además, muchos observadores hablan claramente de indicios de solevantamiento en rocas duras, cubiertas por algas y mariscos.

Al contrario, sondajes en el mar aconsejados por Montessus, pueden dar resultados equivocados. Pequeñas diferencias de 50 a 80 cm. pueden determinarse sólo difícilmente por medio de sondajes; además el suelo arenoso puede experimentar cambios importantes por pura sedimentación o erosión de las corrientes. Así, hay que entender la observación de Carlos Fonck citada por Montessus (pág. 284):

«El descenso del mar es un hecho. Cuánto sea el descenso del mar es difícil apreciar, pero el hecho es tan visible y tan notorio, que lo conoce todo el mundo con excepción de la persona que el Gobierno mandó para hacer sondajes».

En la investigación de solevantamientos de la costa, no debe olvidarse que los cerros y planicies vecinas al mar, se componen a menudo de bloques de la costra terrestre que tienen tendencias a movimientos diferentes; un bloque puede haberse hundido en el terremoto, mientras que otro se solevantó, de lo que resultan observaciones contradictorias, según el punto donde se hizo la observación. Tales condiciones existían en el gran terremoto de San Francisco de Abril 18 de 1906, como se ve en la figura 20. El terremoto fué causado por un movimiento brusco en la falla San Andrés, que aparece en el dibujo. El bloque de la costra terrestre situado al este de la falla se removió en 2 a 4½ m. hacia el SE. Al mismo tiempo este lado orien-

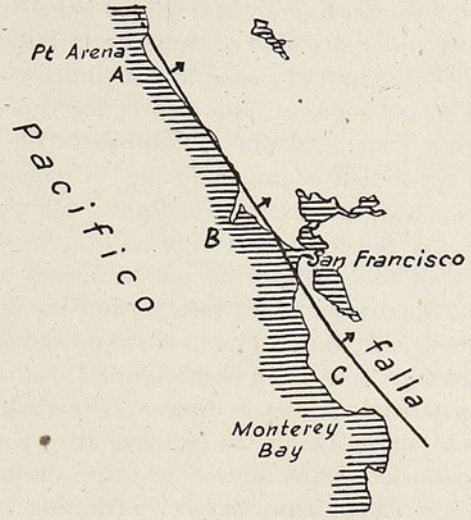
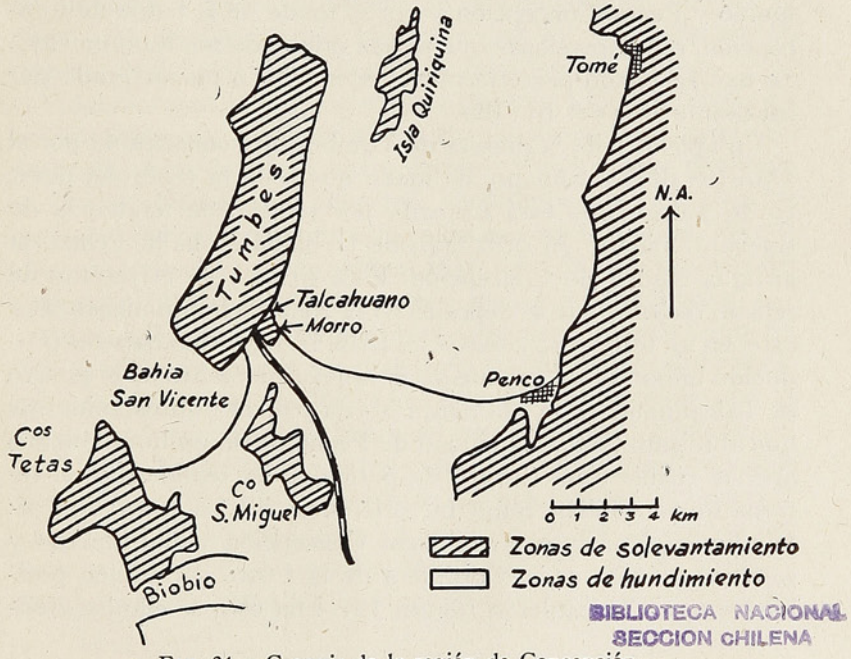



FIG. 20.—Trazado de la gran falla del terremoto de San Francisco. Según Hobbs.




BIBLIOTECA NACIONAL
SECCION CHILENA

FIG. 21.—Croquis de la región de Concepción.

tal sufrió un hundimiento de más o menos 1 m. Resulta que en las partes de la costa situadas al oeste de la falla, o sea en A, B y C, no se habrá notado ningún movimiento de la costa, mientras que en las zonas situadas entre los tres puntos nombrados se habrá constatado un hundimiento de la costa. Siguiendo el procedimiento empleado por la ciencia crítica, en un estudio posterior se negaría cualquier solevantamiento o hundimiento «por ser contradictorias las noticias».

Con esta experiencia adquirida en California a base de un levantamiento exacto, podemos refutar aún mejor las objeciones hechas al solevantamiento de la costa después del terremoto de Concepción. Como se ve en la figura 21, la costa de Concepción se compone de zonas de diferentes tendencias de movimiento. Por un lado tenemos las regiones altas como la Cordillera de la Costa, los cerros que se levantan de la planicie entre Concepción y Talcahuano, la isla Quiriquina y la península de Tumbes; muchos de los cerros entre Concepción y Talcahuano pertenecen al tipo Sagami, como vimos más arriba. Estas regiones altas quedan separadas de las partes bajas por fallas. Las partes bajas formadas por la planicie entre Talcahuano y Penco-Concepción y por el fondo de la bahía de Concepción, son depresiones que se han originado por hundimiento. Se han rellenado posteriormente en mayor o menor grado por los sedimentos del Bío-Bío.

Un apéndice de la meseta de Tumbes está constituído por el «Morro» de Talcahuano, de modo que toda la costa del puerto de Talcahuano está formada por terreno de tendencia de solevantamiento. Al otro lado de la bahía se halla Penco, la antigua ciudad de Concepción. Está situado en el terreno de relleno reciente que se depositó en la zona de hundimiento. Por esto, en un terremoto como el de 1835, bien pueden haberse producido importantes fenómenos de solevantamiento en el puerto de Talcahuano, en la isla Santa María y otros puntos, mientras que al mismo tiempo la ciudad de Penco sufrió un hundimiento apenas visible o no cambió de posición. En realidad, en el terremoto de Chillán hubo tal diferencia de los movimientos: hundimiento en la planicie entre Concepción y Talcahuano y solevantamiento en la Cordillera de la Costa y también posiblemente en Talcahuano (figura 19). Con esto se elimina defi-

nitivamente la objeción que la situación de Penco a poca altura sobre el mar, sea contraria a la posibilidad de solevantamientos en otros puntos de la vecindad, como Talcahuano, etc.

En sentido opuesto, el almirante Francisco Vidal Gormaz, en su interesante estudio sobre hundimientos en los archipiélagos del sur, cree que debe apoyar sus observaciones negando los fenómenos indiscutibles de solevantamientos que existen en la misma región en forma de terrazas con conchas marinas. Sin duda hay en Chiloé y en el continente vecino muchos conchales grandes acumulados por los habitantes de la costa. Pero, en el sur de Chiloé hay también numerosas terrazas marinas de solevantamiento, que tienen una edad mucho más grande que los conchales prehistóricos.

Se conoce también un solevantamiento importante durante el terremoto de Valdivia del 7 de Noviembre de 1837, que fué observado por el capitán Coste en la isla de Lemus, en los Chonos. Cuando el capitán visitó la isla más o menos un mes después del terremoto, encontró que el fondo del mar se había solevantado en 8 pies = 2,4 m. Rocas que antes siempre estaban cubiertas por las aguas, estaban secas y una gran cantidad de moluscos y peces en estado de descomposición cubrían la playa que estaba además bordeada por un gran número de troncos de árboles desarraigados y botados por el mar.

Vidal Gormaz atribuye al mismo terremoto los hundimientos indiscutibles que se observan en Patagonia en gran extensión desde el istmo de Ofqui hasta Puerto Montt y que consisten en inumerables árboles muertos, verdaderos bosques muertos que salen del agua del mar, aún en las mareas más bajas. Pero el almirante visitó la región sólo en 1857, o sea 20 años después del terremoto, por lo cual no es muy segura su conclusión.

En realidad, el fenómeno de los bosques muertos de Ofqui ha sido descrito ya mucho antes del año citado por el piloto español Antonio de Vea, en 1675. Aún hoy día puede observarse el mismo fenómeno a ambos lados del istmo de Ofqui. Como no es posible que los árboles muertos se hayan conservado en pie desde 1837 hasta hoy día, el fenómeno del hundimiento debe seguir hasta hoy día en forma lenta e insensible, ya que temblores son poco frecuentes en esa región. Se tratará del caso de la figura 15, que explica cómo los movimientos de hundimiento y sole-

vantamiento son continuos e insensibles, hasta que se produce el temblor con la compensación brusca en la línea de la falla.

Importante es también que el hundimiento patagónico no afecta por parejo a toda la región, sino solamente a ciertas zonas de hundimiento situadas entre zonas de solevantamiento o estables (5).

## IV. Los maremotos y tsunamis

### A. Generalidades

Un fenómeno muy interesante y muy temido por los habitantes de la costa son los maremotos y tsunamis que acompañan a muchos terremotos, pero que faltan a menudo en catástrofes grandes, como p. ej. en el terremoto de Valparaíso de 1906, durante el cual se observaron solamente movimientos insignificantes del mar.

Maremotos se llaman los terremotos que tienen su origen en el fondo del mar y que se notan como fuertes sacudimientos en los buques. Tsunami, la palabra japonesa, se aplica a las grandes olas que son causadas por tales maremotos o también por erupciones volcánicas submarinas. La palabra «ola sísmica» no es tan recomendable, por referirse solamente a olas de origen sísmico, excluyendo las de origen volcánico.

Los maremotos son sacudimientos de origen sísmico que se presentan como ondas longitudinales. Se propagan en el agua con la misma velocidad que el sonido, o sea de 1460 m. por segundo. No son visibles en la superficie, sino se sienten solamente como golpes contra el buque. En vista de que la velocidad de las ondas en el agua es mucho menor que en la roca, al salir de ésta y entrar al agua, la onda sufre una fuerte refracción y pasa con dirección vertical por el agua, sin que importe el ángulo de emergencia con que alcanzó el fondo del mar. Por esto, en los maremotos los sacudimientos provienen siempre de abajo en toda la extensión de la superficie macrosísmica y no sólo en la región epicentral. Sacudimientos oblicuos se notarán sólo en puntos, donde el fondo del mar presenta declives abruptos.

---

(5) Mayores detalles en Brüggen (5).

En los buques los golpes verticales del maremoto hacen a menudo la impresión como si el buque hubiera encallado o tocado fondo. En el terremoto de Iquique de 1877, el teniente Cueto, del *Blanco Encalada* dice:

«La vibración producida a bordo por el sacudimiento de las aguas, semejaba a la que produciría el arrastre violento del buque sobre un fondo de rocas.»

Pero en la superficie del mar no se nota ningún cambio del oleaje ni fenómeno especial, aún en terremotos de gran duración, un hecho que es relatado casi siempre con gran sorpresa por los marineros.

Las OLAS ORDINARIAS del mar son causadas por el viento. La energía sísmica o explosiva, que proviene del fondo del mar, puede causar esta misma clase de olas. Son OLAS TRASVERSALES DE GRAVITACIÓN, en las cuales las partículas de agua ejecutan el conocido movimiento orbital, o sea un círculo vertical, cuya altura coincide con la altura de la ola. Pero no se produce una traslación horizontal de la masa de agua.

La altura de las olas de viento oscila entre pocos centímetros y 10 m., siendo 18 m. la altura máxima observada; su velocidad varía entre 7 y 15 m., máximum 24 m. por segundo; su longitud es de 30 a 60 m., máximum 350 m.

Estas olas, una vez originadas, siguen después independientemente de la fuerza que las ha causado y, por esto, se llaman también OLAS LIBRES.

En aguas de poca hondura, en la zona de las rompientes, estas olas se transforman en OLAS DE TRASLACIÓN, que son una clase especial de olas trasversales de gravitación; pero en ellas cierta cantidad de agua se traslada horizontalmente en la dirección de la ola. Podemos producir esta clase de olas al echar una piedra cerca de un pedazo de madera que está flotando en el agua, y observaremos que la madera es removida lateralmente por la ola. Además, se produce una sola ola que se mueve en la dirección del empuje recibido.

Los TSUNAMIS u OLAS SÍSMICAS son tales olas solitarias que en número de uno, dos o pocas olas, se propagan desde su punto de origen en todas las direcciones. Su velocidad, que

depende de la profundidad del mar, varía entre 150 y 200 metros por segundo, o sea 550 y 740 km. por hora. Su período es de ¼ a 2 horas contra 4 a 10 segundos en las olas de viento, resultando la enorme longitud de 150 a 500 km. Para estas dimensiones enormes, aún las profundidades oceánicas más grandes constituyen aguas poco profundas, por lo que resultan olas de traslación.

La altura de los tsunamis en el mar abierto es generalmente muy reducida, de más o menos 1 m., pero en las cercanías de las costas, especialmente en costas poco profundas, pueden estancarse hasta alturas muy grandes, siendo 40 m. la más alta observada.

Según Krümmel y Sieberg, pueden distinguirse dos clases de

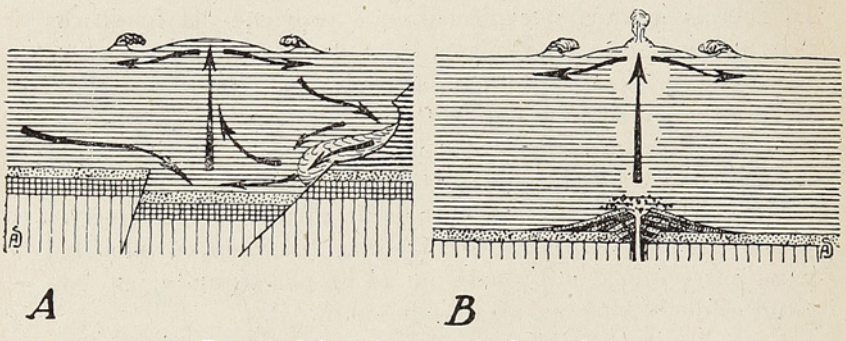



FIG. 22. Origen de tsunamis. Según Sieberg.

A = ola de dislocación con deslizamiento de fango.
B = ola causada por una erupción submarina.

tsunamis: de dislocación y de explosión, que se hallan explicadas en la figura 22. Para que se formen en la superficie las olas de traslación del período largo, debe ponerse en libertad cierto mínimum de energía que debe aumentar con la hondura.

Las OLAS DE DISLOCACIÓN se originan por cambios bruscos en el fondo del mar. Entre fallas pueden hundirse o solevantarse mayores extensiones del fondo del mar. Según sea el caso, se precipitarán mayores masas de agua hacia la depresión, o la masa de agua situada encima de la zona solevantada se elevará. Hemos conocido tales hundimientos y solevanta-

mientos importantes en las dislocaciones de la bahía Sagami en el terremoto de Tokio del 1-IX-1923 (Fig. 6). Interesante es que en este terremoto, las zonas de mayores dislocaciones se hallan en el fondo del mar, mientras los solevantamientos y hundimientos en la tierra firme eran de dimensiones muy modestas.

En la figura 22, A supone Sieberg que a causa de un terremoto con hundimiento pueden originarse deslizamientos de mayores cantidades de fango muy movedizo que darán origen a grandes olas sísmicas en la superficie. Me parece poco probable que el fango de las grandes honduras, de más de 1.000 m., pueda efectuar movimientos de la suficiente rapidez para producir una ola en la superficie, porque este fango, lleno de agua, no se diferencia mucho del peso del agua del mar. Además, la enorme presión del agua se opondrá a tales movimientos bruscos y al fin, las inclinaciones del fondo de mar profundo son generalmente bastante suaves, aunque cubren extensiones muy grandes. Volveremos más abajo a este punto, al hablar del origen de la ola sísmica que se produjo en el terremoto de Vallenar del año 1922.

## B. Los maremotos chilenos

### *1) La erupción submarina de Juan Fernández del año 1835*

Erupciones submarinas se han observado repetidas veces en diferentes mares y se conocen también en nuestras costas. La mejor descripción es la que poseemos de una erupción submarina en Juan Fernández, en la Bahía de Cumberland. Seguimos a la descripción de Sutcliffe, entonces gobernador de Juan Fernández (Más a Tierra). Hacemos las citas siguientes de un extracto más amplio publicado por Montessus de Ballore en la 6.ª parte de su Historia Sísmica de los Andes, cuando se había convencido de la veracidad de las observaciones de Sutcliffe.

En la tarde del 19 de Febrero de 1835, Sutcliffe había notado «un raro ruido retumbante, algo semejante a lo que sucede en el continente con los terremotos». Pero no le dió mayor

importancia, al saber que no se conocían temblores en la isla. El día 20 de Mayo, día del terremoto de Concepción y casi a la misma hora, a las 11,30 de la mañana, Sutcliffe observó que el mar casi cubrió el muelle y, por ser hora de baja marea, se alarmó, bajó a la costa y dió orden de poner los botes en un lugar seguro. Mientras tanto el mar principió a retroceder con mucha velocidad hasta dejar en seco la mayor parte de la bahía. Entonces ordenó tocar alarma y cuando llegó la gente, hizo sacar los botes.

Dice después:

«Fué entonces que la tierra principió a estremecerse con violencia y el mar retrocedió con olas enormes, oyéndose una explosión tremenda. Todos se fugaron a los cerros y los soldados apenas habían tenido tiempo para salvar sus armas, cuando el mar invadió toda la población. El mar, al retirarse de nuevo, se lo llevó todo, casas, árboles, ganado y muchos hombres y mujeres. Cuatro veces el mar alcanzó hasta la base del castillo y retrocedió. Después se echó el bote al agua para salvar la gente y recoger los materiales...»

«Poco después de la explosión, noté una gran columna, algo como un surtidor de agua; se elevaba rápidamente del mar, lo que me extrañó, pues no se veía ninguna nube. Resultó que era humo que, cubriendo pronto el horizonte, salía de un punto llamado la Punta del Bacalao, al este de la bahía...»

«Durante la noche, hasta las dos o tres se vieron con intervalos violentas erupciones que mantuvieron despiertos a todos, temerosos de que sucediese algo peor de lo que habíamos experimentado. Desde la puesta del sol estos fenómenos habían sido precedidos por fuertes relámpagos precisamente en la dirección del punto en que había visto el humo antes mencionado. Al día siguiente, fuí en bote para sondear el lugar donde había salido el humo, pero no hallé cambios algunos en los fondos, en consecuencia de que toda la costa cerca de la punta Bacalao está llena de fisuras y de que en la orilla quedan las reliquias de un cráter cerca del lugar en que estalló la erupción. Había una gran cantidad de peces muertos...»

En este interesante y detallado relato, me parecen un poco dudosas las «reliquias de un cráter», porque hasta ahora todos los geólogos que han visitado Más a Tierra, están conformes en que no se conocen cráteres en la isla.

Según la narración de Sutcliffe, la primera subida del mar se produjo antes de la erupción y del temblor. La erupción principió probablemente con la gran explosión que estaba acom-

pañada de un fuerte temblor. El movimiento extraordinario del mar principió con una subida lenta del nivel del mar. Esto resulta también claramente del informe del teniente Francisco Molina, que dice:

«Señor capitán: Encontrándome ayer, como a las 11,30 sobre los muros del castillo de la Santa Bárbara, noté que el mar subía a más de doce varas de su altura ordinaria; poco después se retiró bruscamente hasta la distancia de dos cuadras, y volviendo con gran velocidad sumergió la población».

En este fenómeno debemos distinguir dos clases bien distintas de movimientos: la primera subida del mar y, además, las salidas vehementes posteriores en forma de grandes rompientes. Los testigos están conformes que la primera subida se produjo lentamente y alcanzó a llamar la atención sólo cuando el mar cubría casi el muelle, siendo hora de marea baja. Después el mar se retiró rápidamente.

Creo que en tales fenómenos debemos abandonar nuestra idea acostumbrada de considerar la tierra firme como inmóvil y atribuir todos los cambios solamente al mar. En realidad en la isla Más a Tierra no había ningún motivo para suponer un movimiento extraordinario del mar antes de producirse la erupción submarina. Se podría pensar que la ola haya provenido del maremoto de Concepción, donde se produjo la catástrofe a la misma hora de 11,30. La diferencia de tiempo entre Juan Fernández y Concepción es de ½ hora, de modo que la ola habría recorrido la distancia de unos 550 a 600 km. en media hora. Pero una ola sísmica proveniente de tanta distancia no habría alcanzado tanta altura en medio del océano y, además, habría principiado con un retroceso del mar seguido por una rompiente y no con una subida lenta del mar.

Debemos buscar, pues, el origen de la salida del mar en Juan Fernández en esta isla misma y si la subida se produjo antes de la erupción y del temblor, es más lógico suponer un hundimiento lento de la costa de la isla, como precursor de la erupción. A este hundimiento lento siguió un solevantamiento más rápido de la costa, que hizo retroceder el mar «con mucha velocidad hasta dejar en seco la mayor parte de la bahía». Varios minutos después, cuando se había tocado

alarma y cuando había llegado la gente para sacar los botes, la tierra principió a estremecerse.

Un movimiento parecido se observó en Italia, cuando en 1538 se formó un volcán nuevo, el Monte Nuovo de 139 m., al oeste de Nápoles. Sobre los fenómenos que precedieron a la apertura del volcán, existe la siguiente descripción dada por Francesco del Nero en una carta:

«El 28 de Septiembre, a las 12,15 de mediodía, el mar en la vecindad de Pozzolo se secó en una extensión de 600 brazas, de modo que los habitantes de Pozzolo pudieron recoger carretadas enteras de pescado que habían quedado en el seco. (Se trata del efecto de un hinchamiento de la costra terrestre). El 29 de Septiembre, a las 8 horas 15 minutos de la mañana, allá donde está hoy la boca de fuego, se hundió en 2 canne (más o menos 5 m.) y saltó un chorro de agua, muy fría y clara según unos, tibia y sulfurosa según otros. En vista que la gente que pregunté, son todas personas fidedignas, me parece que todos han dicho la verdad y que el agua salió al principio de una, y después de otra manera... A mediodía del mismo día la tierra principió a hincharse en el mismo punto, de modo que allá, donde se había hundido en 2 canne, alcanzó a las 7 horas 45 minutos de la tarde una altura como la que tiene el Monte Ruosi allá donde está la torrecita. A esta hora principió el fuego formando la boca con tanta vehemencia y tanto estrépito...»

### 2) *El maremoto de Tarapacá del año 1877.*

Tales hinchamientos relativamente rápidos de la tierra pueden producirse en las costas también durante fuertes terremotos. Si el primer movimiento consiste en un hundimiento, entonces el maremoto principiará con un avance lento del mar, como en el terremoto de Iquique de 1877, que ha sido descrito en varios puntos de la región central como hinchamiento del mar. En Iquique y Pisagua principió con un retroceso del mar que se produjo unos 30 minutos después del terremoto. En Chanavaya y Pabellón de Pica en forma igual, pero de 20 a 25 minutos y en Huanillos a 15 minutos después de la catástrofe sísmica.

En Tocopilla, los observadores están contestes en que la ola sísmica se produjo inmediatamente a dos minutos después del terremoto. Muy clara es la exposición de O. Harnecker:

«A nuestro parecer la duración del primer temblor fué de dos a tres minutos, y desde este momento hasta aquel en que el mar hizo su primera

salida, pasaron unos dos minutos más; total por lo tanto, cuatro a cinco minutos.»

«Ellas (las manifestaciones del océano) principiaron a ser apercibidas por algunos vecinos tardíos en escapar. Estos vieron la mar hincharse, crecer y ultrapasar de su límite natural de una manera tranquila, pero continua».

O. Harnecker refuta las ideas de otras personas que aseveraron que el mar subió en forma de o'a gigantesca. Después de 1 ½ hora se produjo un nuevo remezón fuerte de la tierra seguido por una nueva salida del mar que era en 3 a 4 pies más alta que la primera. Entre ambas salidas, el mar había quedado enteramente tranquilo durante ¾ a 1¾ horas.

Muy parecido se desarrolló el tsunami en Cobija. Montessus de Ballore cita la siguiente descripción:

«A los 5 minutos del gran remezón se vió hincharse el mar tranquilamente, sin una sola ola que lo rizase: pasó los malecones e invadió las casas en medio de un ruido espantoso, producido por las paredes... que cedían al propio peso del agua...»

«Es digno notarse que la primera salida del mar no fué una oleada bulliciosa, sino una hinchazón, como ya se ha dicho, y tan pausadamente subió, que hay personas que entraron a sus casas para sacar frazadas y otros objetos, mojándose los pies, y han vuelto a salir buscando otros objetos sin que el agua los apresurara demasiado».

También en el puerto de Mejillones el primer desborde del mar se produjo en forma lenta. Pero ya había un intervalo de media hora entre el terremoto y la salida del mar. En Antofagasta, el tsunami principió con un retroceso del mar, que se produjo 10 minutos después del terremoto.

Según las citas anteriores, debemos buscar el centro del maremoto frente a los puertos Tocopilla a Cobija y Mejillones, donde principió con un hinchamiento lento del mar. Mientras desde Huanillos al norte y de Antofagasta al sur, empezó con un retroceso del mar.

O. Harnecker describe el movimiento efectuado por la tierra durante el terremoto en forma interesante, comparando la superficie terrestre con movimientos que se pueden sentir en el mar:

«Un movimiento apresurado de ondulación o vaivén, parecido a olas como en el mar; un movimiento pausado de subida y bajada, y tercero un

violentísimo sacudimiento. Era esto como si una gran extensión de la superficie del mar y sus ondulaciones sufriese un solevantamiento y hundimiento lentos, acompañado de extremecimientos o como si encontrase una resistencia que vencer, resistencia parecida a la que opone un delgado madero al roce de los dientes del serrucho que lo corta. Aplicando lo dicho a la tierra aseveramos que ella ondulaba en la dirección general del rumbo de la costa, que instantes después subía y bajaba, y que al efectuar este movimiento vertical se estremecía. Nos parece necesario advertir que la percepción de estos movimientos no la hemos hecho en el momento mismo de la catástrofe, sino que nos ha sido sugerida en gran parte al observar los efectos del fenómeno.

Ateniéndonos a la última frase, tenemos en esta descripción no la observación directa, pero la hipótesis que la tierra firme ejecuta en un terremoto fuerte importantes movimientos verticales, que bien podrían dar origen a grandes olas sísmicas en el mar.

Más frecuente es el caso que la ola sísmica es precedida de un importante retroceso del mar, que se retira a menudo muchas cuadras de la costa. Este retroceso se explica generalmente por la depresión que se forma delante de la gran ola y que causa un fuerte reflujo del agua desde la costa hacia la depresión. En tal caso se busca el origen o foco de la ola en un punto distante, donde pueden haberse producido fuertes erupciones submarinas o hundimientos tectónicos. De este modo podría explicarse el hecho que en el terremoto de 1877, el tsunami principió con una subida del mar en la parte central y con un retroceso al norte y sur de la zona central.

Pero tal como explicamos el hinchamiento del mar, por un hundimiento de la costa, el retroceso podría explicarse también por un solevantamiento brusco que empuja el mar hacia atrás, respectivamente hace escurrirse el agua de la parte solevantada. Después de algún tiempo vuelve el mar con una gran rompiente que avanza aún más allá de su orilla original, especialmente si la costa, que al principio se había solevantado demasiado, vuelve a descender un poco, movimientos que son acompañados de los fuertes sacudimientos que siguen casi sin interrupción al primer choque principal. Tales asentamientos pueden causar las segundas y terceras olas sísmicas, que a menudo son más altas que la primera.

Con tales movimientos se explican también ciertas particularidades de los tsunamis. Así, a menudo, el mar se retira más en sentido vertical que la subida posterior de la ola, debiendo esperarse que la rompiente que avance en aguas costaneras, se eleve mucho más que el descenso tranquilo que le precedió. En el maremoto del 24 de Agosto de 1869, en Pisagua bajó el mar 16 pies, pero subió solamente 10 pies encima de su nivel normal. En el terremoto de Concepción de 1835, el mar bajó primero durante media hora en 42 pies, y después, como una enorme rompiente, se precipitó sobre la costa subiendo 30 pies encima de su nivel normal. Le siguió luego una segunda y una tercera ola a intervalos de solamente pocos minutos, según relata Fitz Roy, que presenció el maremoto en el puerto de Talcahuano.

Para el maremoto de Concepción poseemos una noticia muy importante, que comprueba que el tsunami no puede haber sido causado por los sacudimientos del terremoto, sino que se produjo un primer hinchamiento del mar o hundimiento de la costa poco antes del primer choque sísmico. Fitz Roy dice, según cita Montessus (*Historia Sísmica* IV, pág. 142):

«Mujeres que lavaban en el río (Biobío), cerca de Concepción, se atemorizaron al ver las aguas subir hasta alcanzar sus rodillas, principiando la conmoción del suelo al mismo instante».

Se comprende que una subida del mar, que se extiende hasta Concepción, situado a unos 7 km. de la costa, debe haberse efectuado ya algunos minutos antes del terremoto que se notó por las lavanderas a pocos instantes después de la crece del agua. Mientras en la orilla del Biobío en Concepción, o sea en la zona de tendencia de hundimiento (véase fig. 21), se produjo un verdadero hundimiento del terreno, al mismo tiempo la península de Tumbes y el puerto de Talcahuano sufrieron el solevantamiento que hemos descrito más arriba.

La crece del agua constatada por las lavanderas, habrá sido de unos 40 a 50 cm. y fué observada gracias a las condiciones especiales en que se hallaban estas personas a orilla de las aguas tranquilas del río. Se comprende que tal movimiento pequeño fácilmente puede pasar desapercibido en una costa rocosa de fuerte oleaje.

Resulta de esta observación que en el terremoto de Concepción de 1835 se produjo un movimiento de la tierra firme anterior al terremoto, como en forma parecida y a la misma hora se observó en Juan Fernández.

*3) Varias erupciones submarinas en la costa de Chile.*

Erupciones submarinas, que se consideran como causas frecuentes de grandes tsunamis, se han observado varias veces durante grandes terremotos en la costa de Chile. En el terremoto citado de Concepción se produjo no sólo la erupción submarina en Juan Fernández descrita más arriba, sino se observó otra cerca de Talcahuano, en la bahía de San Vicente. Goll la describe según Du Petit-Thouars en la forma siguiente:

«En el mar se observaron dos erupciones de humo espeso; en un lugar se formó una «maelstrom» (remolino) en forma de cono invertido, haciendo la impresión como si el mar estuviera precipitándose en una cueva de la tierra. Desde Concepción (?) y Talcahuano se vió hervir el mar; probablemente entraron grandes masas de gases al agua que la teñían de negro, esparciendo olor a azufre. Después se vieron flotar en el agua muchos peces muertos.»

Sobre el mismo fenómeno informa Fitz Roy:

«Se vieron en la bahía (de San Vicente) dos erupciones: una como una columna de humo, la otra como un chorro de agua lanzado por una ballena gigantesca. En otros lugares parecía hervir el agua que se volvió negra y esparcía vapores sulfurosos muy desagradables».

Ambas descripciones son muy claras y no se comprende el escepticismo de Montessus de Ballore, al escribir *His. Sísmica*, IV, pág. 152).

«Tanto la erupción submarina de Juan Fernández como las de las cercanías de Talcahuano, resultan de observaciones exageradas y de fenómenos mal interpretados. La credulidad de Fitz Roy y lo infundado de algunas de sus afirmaciones, se demuestran al ver que acogió sin vacilar el anuncio del terremoto por las aves del mar:

«A las diez de la mañana (1 hora 40 minutos antes del terremoto) se notaron grandes bandadas de aves de mar que, pasando encima de las casas, volaban hacia el interior...»

«...Fitz Roy repite todos los decires que al respecto (erupciones en la cordillera de los Andes) se esparcieron en Chile...»

Al contrario, debemos agradecérselo a Fitz Roy que haya recolectado todas las noticias, dejando a la ciencia de los decenios y aún siglos posteriores la decisión sobre la veracidad e importancia de los fenómenos relatados. Si hubiera procedido con el criterio demasiado estricto pedido por Montessus, habría suprimido la importantísima observación de las lavanderas en el Biobío, que nos comprueba un movimiento del mar anterior al terremoto mismo, aunque haya procedido de personas «cuyo criterio científico era malo».

En cuanto se refiere a la huída de las aves del mar antes del terremoto, esto no puede sorprender, porque bien pueden haberse producido pequeños sacudimientos del mar por menores erupciones submarinas anteriores, que no se notaron como ola, pero que ahuyentaron a las aves que nadaban en el agua. Además, estando en Talcahuano, Fitz Roy habrá observado personalmente este fenómeno.

El chorro de agua, que saltó en la bahía de San Vicente es un fenómeno que se ha observado varias veces en diferentes mares.

También el fenómeno descrito, como si el mar estuviera hirviendo, se ha observado a menudo, lo mismo que el escape de hidrógeno sulfurado que en parte será de origen volcánico, en parte provendrá de restos orgánicos en descomposición. El fenómeno de hervir es probablemente el mismo que en el terremoto de 1865 consistía en el lanzamiento de inumerables chorritos de agua de 30 a 40 cm., que se observaron en el puerto de Callao. Me hace recordar un fenómeno parecido que observé en los canales al norte de Ofqui, cuando cambiaron las fuertes corrientes de mareas; el fenómeno que hizo la impresión de que el agua estuviera hirviendo, cubría solamente ciertas extensiones de pocas hectáreas de la superficie. En los maremotos se desarrollan seguramente corrientes fuertes en las partes bajas de la costa que cambian a menudo de posición y producen el fenómeno descrito.

No es ésta la única noticia que se tiene de erupciones submarinas en las cercanías de Talcahuano, pues Goll dice que el 14

de Septiembre de 1868, en la noche, el mar se retiró en Talcahuano y que el agua estaba caliente. Entre los pescadores de ese puerto existe la idea que hay un volcán submarino en la bahía de Talcahuano. Esta idea se funda probablemente en la salida de gases sulfurados, que se explican generalmente por el escape del fango orgánico, pero que a menudo tendrán origen volcánico.

También en otros lugares de la costa chilena se han observado erupciones submarinas, en parte a poca distancia de la costa. Según Goll, el 15 de Junio de 1877, o sea un mes después del terremoto de Iquique, salió en Pisagua, cerca de la costa, una enorme columna de vapor y el agua adquirió un violento movimiento de remolino. Más o menos al mismo tiempo, pero en un punto muy distante, en las minas de Tocopilla, los mineros se negaron a entrar a las minas, porque hacía un calor insoportable.

La erupción submarina en Pisagua es la repetición del mismo fenómeno, observado en el terremoto de Iquique, del cual escribe Montessus de Ballore. (*Historia Sísmica.* II, Pág. 186):

«No conviene discutir el fenómeno volcánico que habría acompañado al terremoto (de Iquique, 1877) en Pisagua según el corresponsal del *Comercio* de Lima».

Pisagua tiene una posición tectónica muy característica; la bahía está protegida en el sur por la Pta. Pichalo, que avanza varios kilómetros hacia el mar entre dos fallas trasversales que continúan también arriba en el bloque de la Cordillera de la Costa.

En comparación con estos datos bastante concisos, son menos claras las observaciones siguientes que colectó Steffen, después del terremoto de 1906:

«El señor Guillermo Azócar, de Putú, refiere que «después del terremoto se vieron grandes luces por el lado del mar, como cuando está en erupción un volcán».

Datos parecidos fueron observados por pasajeros de un vapor al pasar algunos días después del terremoto frente a Cartagena y San Antonio; vieron en el horizonte occidental un «resplan-

dor amarillo, muy marcado y constante, atribuyéndolo a la actividad de un volcán submarino, ya que no podía ser ni el resplandor de un astro ni de un buque incendiado». También los vecinos de Llico dicen haber observado algo parecido.

Al origen de los tsunamis causado por erupciones submarinas podría objetarse que debe tratarse de erupciones muy excepcionales, ya que consistirían en una sola o muy pocas explosiones, que causan las pocas olas sísmicas, apagándose luego la actividad. Este hecho puede explicarse porque sólo la primera explosión, que abre la chimenea para la salida de la lava o de los gases, tiene la fuerza suficiente para causar el tsunami. Una comprobación se encuentra en la erupción citada de Juan Fernández, donde sólo la primera explosión causó la gran ola destructora, ya que Sutcliffe cuenta que poco después de la catástrofe, cuando el mar se había tranquilizado, entraron un bote al mar para salvar las personas, mientras que las erupciones submarinas continuaron todavía toda la noche.

También en otro sentido, estas erupciones submarinas se distinguen de las de los volcanes de los Andes, que sólo excepcionalmente entran en actividad durante los terremotos. Los volcanes submarinos parecen estar en más estrecha relación con los focos sísmicos de los grandes terremotos chilenos.

### 4) *La escala de intensidad de los tsunamis y el maremoto de Atacama del año 1922.*

Basándose en los efectos destructores de los tsunamis, Sieberg estableció una escala de intensidad, distinguiendo los siguientes seis grados:

*Grado 1. Insensible.* Registrado sólo por los mareógrafos.

*Grado 2. Leve.* Perturbación apenas sensible de las corrientes normales de las mareas. No causa ningún daño.

*Grado 3. Moderado.* Botes son arrancados de sus amarras. Construcciones ligeras sufren daños pequeños.

*Grado 4. Fuerte.* Construcciones poco resistentes son destruídas por las olas, p. ej. puentecitos de embarque, bodegas, casuchas de pescadores, etc. En construcciones sólidas se observan solamente daños pequeños.

*Grado 5. Destructor.* Daños importantes en muelles sólidos e instalaciones

de puertos. Buques mayores son echados a la playa, trenes de ferrocarril son botados.

*Grado 6. Catástrofe.* Destrucciones muy fuertes en gran extensión.

Esta lista, la publicó Sieberg en su monografía del terremoto de Vallenar de 1922; atribuye la intensidad VI a los puertos de Coquimbo, Carrizal Bajo y Chañaral; el grado V a los puertos de Tongoi y Caldera, el grado IV a la costa de Illapel y a los puertos de Huasco y Antofagasta; grado III a Taltal y Constitución y II a Talcahuano (véase fig. 17).

Por existir entremedio de las zonas de intensidad VI, el puerto de Huasco con solamente intensidad IV, supone Sieberg la existencia de dos diferentes centros del maremoto. Pero, los efectos del maremoto en Huasco eran tan insignificantes, porque en el puerto no hay nada cerca del nivel del mar, que pueda ser destruido por una ola de 4 a 6 m. de altura, ya que todas las casas y bodegas se hallan a mayor altura arriba en la costa rocosa y el muelle de embarque es un simple puente de pilares de fierro firmemente amarrado en la roca, de modo que aún olas grandes pueden pasar por encima sin causar mayores daños.

Con este detalle, que no era conocido a Sieberg, desaparece según mi opinión la necesidad de suponer dos diferentes puntos de origen del maremoto. Ya vimos más arriba que el deslizamiento submarino de fango, causado por el sacudimiento del terremoto, parece poco probable. Un origen tectónico quedaría excluído, según Sieberg, porque los sismogramas de todas las estaciones del mundo indican como epicentro un punto situado en el continente cerca de Vallenar. Pero sería posible también un hundimiento o solevantamiento brusco sin ruptura, como se produjeron en la bahía Sagami durante el terremoto de Tokio.

Como causa del tsunami quedaría también una erupción submarina. En realidad, constató Bailey Willis (pág. 120 ss.) tal erupción en la isla San Félix. El capitán Campbell le contó que en su visita de 4 días, hecha en Febrero de 1923, o sea tres meses después del terremoto de Vallenar, había numerosos y fuertes temblores y que, además, el fuerte escape de gases volcánicos impidió subir al cerro Amarillo. Todavía en Mayo

de 1923, cuando Bailey Willis visitó la isla, salían gases de una grieta, situada en el borde austral. Habla de pequeñas bocanadas (puffs) de vapor azulejo y de fuerte olor sulfuroso; por desgracia no indica la situación exacta de este punto, aunque acompaña una copia del mapa de la isla levantado por Vidal Gormaz.

El buzo que había acompañado a Campbell en sus visitas, contó que el fondo del mar estaba lleno de caparazones de langostas y que el agua del mar era tibia todavía en Febrero. Se presentó más caliente inmediatamente después de cada uno de los repetidos temblores y era más caliente en el fondo que en la superficie.

Aún cuando Bailey Willis no pudo descubrir ningún producto de una erupción reciente, es bien posible que a cierta distancia de la costa se haya producido una fuerte erupción submarina, parecida a la de Juan Fernández de 1835, y cuya iniciación puede haber causado el tsúnami en la costa del norte de Chile. Naturalmente no hay seguridad que la explosión se haya producido en el mismo momento de principiar el terremoto, sino puede haberle precedido algún tiempo. Por desgracia los datos acerca de la llegada de la ola sísmica son muy escasos y pocos precisos. En Caldera habría llegado 15 a 30 minutos después del terremoto, en Chañaral 1 hora y en Coquimbo 2 horas después.

Pero también puede tratarse en San Félix de un fenómeno volcánico secundario, habiéndose producido la explosión principal en alguna parte de la profunda fosa submarina. Esta primera explosión puede haber acompañado al terremoto con su epicentro en Vallenar, que es el que se registró en toda la tierra, mientras que la explosión submarina con su foco muy superficial no fué anotada.

## Conclusión

En las líneas anteriores no he pretendido tratar a fondo la sismología chilena, sino era mi intención aclarar ciertos aspectos de esta ciencia relacionados con la estructura geológica del país. Esta última era muy poco conocida, cuando se hicieron

los primeros estudios sismológicos sistemáticos bajo la dirección de Montessus de Ballore.

Además, quise restituir en su verdadera importancia las interesantes descripciones de Darwin sobre el solevantamiento de la costa en el terremoto de Concepción. En vista de la autoridad de E. Suess y de su crítica demasiado estricta, el solevantamiento citado se consideró hasta hoy como proveniente de «observaciones exageradas de fenómenos mal interpretados».

De la exposición de esta memoria se desprende que los fenómenos sísmicos chilenos son de mayor interés y que su investigación exacta contribuirá en alto grado al adelanto de la sismología. Por suerte, el Instituto Sismológico de Chile cuenta con una dirección tan entusiasta como competente y es de esperar que se le den también los fondos necesarios que necesita para una labor fructífera.

De mayor importancia sería también la instalación de observatorios electromagnéticos en el país, para investigar las interesantes relaciones entre los terremotos destructores y las perturbaciones electromagnéticas que han sido descubiertas por el P. Gun-Bayer (véase el párrafo II D) y que prometen dar resultados de la mayor importancia práctica.

Para un país de tan alta sismicidad como es Chile, la sismología es una ciencia de inmenso valor práctico para todas las obras de ingeniería, ya que canales y ferrocarriles, caminos y líneas de agua potable atraviesan en numerosos puntos a las fallas que cualquier día pueden entrar en actividad en una catástrofe grande. Por esto es de esperar que todas las reparticiones fiscales contribuyan a la labor del Instituto Sismológico, como ya lo ha hecho en forma muy interesante y eficaz el Instituto Geográfico Militar, con la revisión de la nivelación de precisión entre Talcahuano y Chillán (véase figura 19).

En vista de la gran extensión de la costa del país, también las oficinas de la Marina de Guerra pueden contribuir al problema de los movimientos de la costa. Por medio de mareógrafos instalados en las diferentes zonas del país deberían observarse los cambios del nivel del mar, respectivamente de la costa. Hemos visto más arriba, que la fosa submarina de Atacama es probablemente el foco principal de la sismicidad del país, ya que con su término sur termina también la alta sismicidad.

Por esto sería una tarea de mayor urgencia ejecutar sondeos acústicos de sus profundidades para tener una idea exacta de la configuración del fondo de esta fosa y poder observar cambios posteriores.

Al fin, el autor estaría muy contento, si esta pequeña memoria despertara el interés de extensos círculos de la población del país, especialmente de habitantes de regiones apartadas, para que se dediquen a observaciones sismológicas y las comuniquen regularmente al Instituto Sismológico, Santiago, Casilla 2777, que ya cuenta con muchos colaboradores voluntarios en varias ciudades, que le comunican todos los temblores, ruidos subterráneos, etc. Pero todavía todo el pie de la Cordillera de los Andes desde Tarapacá hasta Copiapó y muchas otras regiones importantes carecen de observadores.

## SUPLEMENTO

### 1) Escala de intensidades

El Instituto Sismológico de la Universidad de Chile emplea en sus estadísticas de observaciones macrosísmicas una escala simplificada (escala japonesa), que se compone de los 6 grados siguientes:

I.—Sacudida sólo constatada por personas en reposo o atentas.

II.—Sentido por todo el mundo, ruido en ventanas y puertas.

III.—Se estremecen las casas, detención de péndulos, fuerte oscilación de las lámparas, provoca pánico en la población.

IV.—Caída de algunos objetos sueltos, suenan campanas, caída de algunos muros mal construídos, pánico general, sin destrucción de edificios.

V.—Caídas de algunas casas, destrucción parcial o total de construcciones, chimeneas, murallas.

VI.—Caída total de las casas, fallas en el terreno, en general, desastre.

### 2) Destrucción muy dispareja en Concepción, causada por el terremoto del 24 de Enero de 1939

Después de haberse publicado el artículo anterior en la «Revista Chilena de Historia y Geografía», tuve ocasión de visitar brevemente la ciudad de Concepción. Aunque ya se habían

reedificado muchos edificios, era fácil darse cuenta que la destrucción había afectado en forma muy dispareja a la ciudad. Esto vale no sólo para las casas vecinas, habiendo dos, tres o más casas derrumbadas, siguiendo después otras tantas en pie, no obstante su construcción bastante deficiente, sino esto vale también para barrios enteros. Así, el Barrio Universitario sufrió casi nada. Los grandes edificios de los laboratorios y clínicas no presentan los menores desperfectos y aún casas viejas de mala construcción, que se hallan en ese barrio, no han sufrido más que el desprendimiento del estuco. Esto sorprende, porque la situación del Barrio Universitario en la desembocadura de una pequeña quebrada, que nace en los cerros vecinos, haría suponer la existencia de un subsuelo desfavorable.

Resulta, pues, que los sedimentos depositados por las avenidas de esta pequeña quebrada, son mucho más favorables que las arenas del Biobío, que constituyen el subsuelo de la mayor parte de la ciudad. Se tratará probablemente de rodados y arenas gruesas de concresión más firme, debido a un cemento arcilloso.

Las arenas del Biobío son desfavorables por su poca cohesión. El río pasó temporalmente por la zona pantanosa, que se extiende entre los cerros del cementerio y el cerro Chacabuco y desembocó al Este de Talcahuano. Desde este curso, el Biobío rellenó en forma poco perfecta al rincón que ocupa la ciudad entre los cerros mencionados y el cerro Caracol. Durante este relleno y durante mucho tiempo existían pantanos y lagunas en el rincón mencionado, cuyos restos persisten hasta hoy como las lagunas Los Méndez, Las tres Pascualas y otras más. En tales lagunas, que en parte habrán tenido una superficie de fracciones de una cuadra, se depositó el fango suspendido en el río, que en las avenidas llegó hasta las lagunitas, y también mucha materia orgánica, como turba. Todas estas materias son muy desfavorables para la resistencia de las casas en caso de terremotos. Tales sedimentos irregulares, intercalados hoy entre 2 y 10 m. de hondura entre las arenas, explicarían la repartición muy dispareja de las destrucciones habidas.

SECCION CONTROL
Y
CATALOGACION
BIBLIOTECA NACIONAL

# BIBLIOGRAFIA


ANUARIO DEL INSTITUTO GEOGRÁFICO MILITAR. 1935-1939. Pág. 23-41.

BAILEY WILLIS.—*Earthquake conditions in Chile.* Carnegie Institution of Washington. Publicación N.° 382.

BRÜGGEN, J. (1).—Informe sobre el agua subterránea de la región de Pica (Tarapacá). *Boletín de la Sociedad Nacional de Minería.* 1918. Págs. 305-35 y 372-407.

BRÜGGEN, J. (2).—*Texto de Geología.* Santiago 1929.

BRÜGGEN, J. (3).—*Grundzüge der Geologie und Lagerstättenkunde Chiles.* Heidelberger Akademie d. Wissenschaften. 1934.

BRÜGGEN, J. (4).—El agua subterránea en la Pampa del Tamarugal. *Revista Chilena de Historia y Geografía.* 1936.

BRÜGGEN, J. (5).—Informe geológico sobre la región del canal de Ofqui. *Boletín 52. Departamento de Minas y Petróleo.* 1935.

BRÜGGEN, J. (6).—Geología de las guaneras de Chile. *Revista Chilena de Historia y Geografía.* 1939.

BUREAU OF SOCIAL AFFAIRES, HOME OFFICE. Japan.—*The Great Earthquake of 1923 in Japan.*

CALDCLEUGH.—An account to the great Earthquake experienced in Chile. on the 20th. of february, 1835. *Philosophical Transactions.* 1836 Pág. 24.

CLOOS, H.—*Einführung in die Geologie.* Berlin, 1936.

COMISIÓN GUBERNATIVA.—Informe de la Comisión Gubernativa sobre los efectos del terremoto de 1939. *Anales del Instituto de Ingenieros de Chile.* 1940. Págs. 376-95 y 434-46.

DARWIN (1).—*Geological Observations on volcanic Islands,* etc. 1876. Pág. 237.

DARWIN (2).—*Reise eines Naturforschers um die Erde.* Pág. 43.

GEINITZ.—Das Erdbeben von Iquique am 9. Mai 1877. *Nova Acta der Kgl. Caroln. Akademie d. Naturforscher.* Tomo 40, N.° 9. Halle, 1878.

GOLL, FR.—Die Erdbeben Chiles. *Münchner Geographische Studien.* 1904. N.° 14.

GUN-BAYER, F. (1).—Problemas de la sismología.—*Revista Universitaria.* Publicacionas del Observatorio San Cristóbal. N.° 3. 1942. p. 15-84.

GUN-BAYER, F. (2).—Sismicidad y posición solar y lunar.—*Revista Universitaria* (Universidad Católica de Chile). 1941. Año 26. p. 85-125.

GUN-BAYER, F. (3).—Algunos hechos notables de la sismología.—*Revista Chilena de Ingeniería.* N.° 2. 1943. p. 5-7.

HARNECKER, O.—*Terremotos y temblores. I. Terremoto del 9 de Mayo de 1877 en Tocopilla.* Santiago. 1895.

HOBBS.—*Earthquakes.* London. 1908.

LINNEMANN, CL.—Informe del terremoto de Copiapó del 4 de Diciembre de 1918. *Boletín de la Sociedad Nacional de Minería.* 1919. Págs. 412-420.

MONTESSUS DE BALLORE (1).—*Historia sísmica de los Andes Meridionales.*

MONTESSUS DE BALLORE (2).—Boletines del Servicio Sismológico.

OMORI.—Seismic Experiments on the fracturing and overturning of columns. *Publ. Earthquake Invest. Comm. in Foreign Languages.* N.° 4. Tokyo 1900.

RISOPATRÓN, L.—*Diccionario geográfico de Chile.* Santiago, 1924.

SEPÚLVEDA, C.—Resultados de la nivelación de precisión de 1939. *Memorial Técnico del Ejército de Chile.* 1941. Pág. 297.

SIEBERG, A. (1).—*Erdbebenkunde.* Jena. 1923.

SIEBERG, A. (2).—Das Erdbeben in der chilenischen Provinz Atacama am 10. November 1922. *Veröffentlichungen der Reichsanstalt f. Erdbebenforschung in Jena.* 1924.

SIEBERG, A. (3).—*Untersuchungen über Erdbeben und Bruchschollenbau im östlichen Mittelmeergebiet.* N.° 15. Jena. 1932.

STEFFEN, J. (1).—Einige Ergebnisse der Untersuchungen über das mittelchilenische Erdbeben vom 16. August 1906. *Petermanns Geographische Mitteilungen,* 1907, Heft 6.

STEFFEN, J. (2).—Vorläufige Mitteilungen über das Erdbeben in Mittelchile vom 16. August 1906. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin.* 1906.

STEFFEN, J. (3).—Contribuciones para un estudio científico del terremoto del 16 de Agosto de 1906. *Anales de la Universidad de Chile.* 1907. Tomo 120.

SUESS, E.—*La face de la terre.* Tomo I. 1897.

VIDAL GORMAZ, F.—Hundimientos y solevantamientos verificados en las costas de Chile. *Revista Chilena de Historia Natural.* 1901. Págs. 213-24.

WEBER, E.—Die morphologische Gliederung der mittelchilen ischen Küstenkordillere. *Petermanns Geographische Mitteilungen.* 1938. Págs. 257-262.

WILSER.—*Heutige Bewegungen der Erdkruste erkennbar an Ingenieurbauten im Oberrheintalgebiet.* Stuttgart. 1929.

INDICE


| | Págs. |
|---|---|
| Introducción: Movimientos actuales de la costra terrestre | 5 |
| I. La estructura geológica de Chile | 10 |
| A. Las fallas principales relacionadas con las cordilleras y el valle longitudinal | 12 |
| B. Dislocaciones del tipo Sagami | 19 |
| 1) Depresiones irregulares del tipo Casablanca | 20 |
| 2) Los cerros islas del valle central | 23 |
| 3) El alto cordón de la Cordillera de la Costa de Santiago y las «rinconadas» | 27 |
| 4) Los «cerros islas» del norte desértico | 32 |
| II. Algunos datos de la sismología general | 38 |
| A. La intensidad de los temblores | 38 |
| 1) Escala de Mercalli-Sieberg | 38 |
| 2) Influencia de la clase de construcción en las destrucciones | 43 |
| 3) Influencia del subsuelo | 47 |
| 4) La aceleración y amplitud de los movimientos sísmicos | 55 |
| B. La hondura del foco sísmico y clasificación de los temblores según su energía | 56 |
| C. Clasificación y naturaleza de los temblores | 58 |
| D. La periodicidad de los temblores y la importancia de las fuerzas electromagnéticas | 63 |
| III. Los temblores y terremotos chilenos | 69 |
| A. Repartición geográfica de los temblores chilenos | 69 |
| B. Las líneas sísmicas principales de Chile y su actuación en algunos terremotos | 82 |
| 1) El terremoto de Tarapacá de 1877 | 83 |

Págs.

2) Chile central y el terremoto de Valparaíso de 1906.... 88
C. La forma de las regiones sacudidas en Chile..... 96
D. Solevantamientos de la costa de Chile en los terremotos... 100

IV. Los maremotos y tsunamis..... 110
A. Generalidades ..... 110
B. Los maremotos chilenos..... 113
1) La erupción submarina de Juan Fernández de 1835... 113
2) El maremoto de Tarapacá del año 1877..... 116
3) Varias erupciones submarinas en la costa de Chile..... 120
4) La escala de intensidad de los tsunamis y el maremoto de Atacama del año 1922..... 123

V. Conclusión..... 125
VI. Bibliografía..... 129

BIBLIOTECA NACIONAL
SECCION CHILENA

SANTIAGO
IMP. UNIVERSITARIA