

GLACIAR EN CHILE CULMINA SU READVANCE
MÁS IMPORTANTE ALREDEDOR DE 36.000 AÑOS
ATRÁS : ALGUNAS COMPARACIONES GENERALES.

J. M. MERCEZ
C. A. LOUGENIE

TRADUCCIÓN : F. FERRANDO A.
VI - 1974.

GLACIER IN CHILE ENDED A MAJOR READVANCE ABOUT 36.000 YEARS AGO:
SOME GLOBAL COMPARISONS.

J. H. Mercer. Institute of Polar Studies, Ohio State
University, Columbus 43210.

C. A. Jaeger. Instituto de Geografía, Universidad de
Concepción, Concepción, Chile.

In: Science, USA. 182 (4116): 1017-1019, 7 December 1973.

GLACIAR EN CHILE CUMMINA SU REAVANCE MAS IMPORTANTE ALREDEDOR DE
36.000 AÑOS ATRAS: ALGUNAS COMPARACIONES GENERALES.

TRADUCCION DE : Fco. Ferrando A.

IREN-CORFO, VI-1974

Resumen.-

Alrededor de 36.000 años C-M. atrás (A. P.), culminó el más importante reavance de un glaciar del sur de Chile. Un clima frío muy severo alrededor de esta época, precedido y seguido de condiciones climáticas más cálidas, está implícito en otras evidencias, glaciales, florales y oceanográficas, pero no concuerda con los cambios eustáticos de los niveles marinos. Esta época fría centrada en 36.000 años A. P. es incompatible con la teoría de los cambios climáticos de Milankovitch.



En Chile, una cadena de lagos de piedmont, de origen glacial, se extiende desde los 39° S. hasta los 41° 30' S.. La presencia de materia

orgánica estratificada o interestratificada con derrubios glaciarios es cada vez más abundante hacia el S. -o, de otro modo, es más fácil encontrarla- lo que ha permitido obtener la más detallada cronología glacial, por el método del Carbono-14, de los alrededores de los dos lagos más australes, el Lago Rupanco y el Lago Llanquihue.

Mercer (1) ha demostrado que durante la última glaciación (la probable contrapartida de la glaciación de Wisconsin en América del Norte), los glaciares en estas cuencas lacustres eran más extensos antes de 40.000 años C-14 A. P. y que, posteriormente, experimentaron pequeños recesivos alrededor de 19.500 años y 14.500 - 14.000 años A. P.. En razón del confuso esquema general de cuencas cerradas y morrenas terminales superpuestas, en los alrededores de estos dos lagos, no estamos seguros si todos los estadios han podido ser identificados. Por esta razón, durante 1972 y 1973 nos dedicamos a buscar material datable en el área donde el esquema de morrenas terminales de la última glaciación es más claro y típico, es decir, en el sector Oeste del Lago Rupanco (Fig. 1), cincuenta kilómetros al Norte del Lago Rupanco. Encontramos poca materia orgánica en este cinturón morrénico, pero un importante hallazgo fue maderera (*Austrocedrus chilensis*) (2), al parecer corresponden a ramas pertenecientes a un árbol caído bajo la morrena terminal e incluido en una secuencia de 5 mts. de perfil, consistente en: 140 cms. de turba muy compacta con lentes de ceniza volcánica blanca; 24 cms. de arena y arcilla; 150 cms. de ceniza volcánica y lapilli de color gris oscuro; 6 cms. de turba; y 150 cms. de arcilla, todo apoyado sobre till. Hacia el occidente de este punto, el till basal parece continuarse en forma de un manto superficial, finalizando 5 mts. más allá del arco morrénico más externo de la última glaciación, al cual se asigna, por comparación con

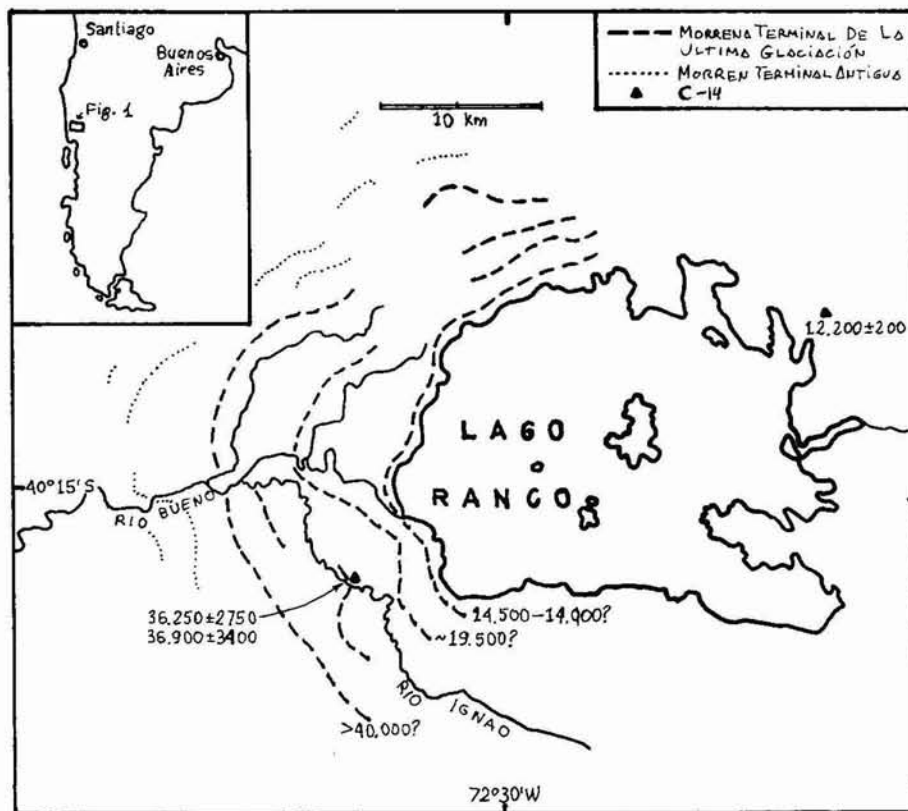


Fig. 1. Mapa de Ubicación, mostrando la posición aproximada de los arcos morrenicos terminales principales. El más exterior y los dos interiores no han sido datados. Las edades sugeridas con signo de interrogación pertenecen a la secuencia de los Lagos Rupanco y Llanquihue (1).

F.F.A.
1974.-

La secuencia estratológica de los lagos Rupunc y Llanquihue, una edad superior a 40.000 años C-14 A. P..

A las marrens más jóvenes, ubicadas a 3 y 5 kmto. al Este del área interestadial, les son asignadas, en base a los mismos principios, las edades aproximadas de 19.500 y 14.500-14.000 años C-14 A. P., respectivamente. La edad de 12.200 m/a/menos 400 años C-14 (Muestra GX-2935) para la turba lacustre basal, acumulada en los sedimentos glaciolacustres, demuestra que el glaciar se hubo retirado completamente del lago (Fig. 1), por lo que la edad estimada para la última marrena.

Hemos obtenido dos edades C-14 para el término de esta secuencia interestadial: 36.250 m/a/menos 2.750 años C-14 (Muestra I-6348) para las rammas encontradas sobre la turba, cubiertas por t111, y 36.900 m/a/menos 3.400 años C-14 (muestra I-7145) para la cubierta superficial de turba en contacto con el t111. Tanto el Austerocedrus como la turba fueran cubiertos por 4 m/a. de t111 compacto, impermeabilizado después de su deposición, antes de haber sido expuestos por los trabajos de construcción de un nuevo camino, recientemente realizados, por lo que la contaminación ha sido prácticamente nula. La similitud de las edades determinadas tanto para la turba como para ambas muestras de madera viene a confirmarlo; además, estas edades son compatibles con la posición estratigráfica de la secuencia en la parte central del último estadio glacial.

Un avance del glaciar del Lago Ranco, evidenciado aproximadamente 36.000 años A. P., concuerda con las evidencias de otras partes del mundo en relación con un episodio muy frío que tuvo lugar en algún lapso de tiempo del intervalo comprendido entre 37.000 y 30.000 años atrás (13), inferidos de los avances glaciales, cambios en la flora y en los sedi-

mentos marinos. Sin embargo, otra evidencia proveniente de estudios de los testigos (cilindros de roca, N. del T.) de sedimentos del fondo del mar y de los cambios eustáticos de su nivel, es incompatible con la etapa fría mencionada.

Fuera de Chile, han sido reconocidos mayores avances de los glaciares durante el intervalo de 37.000 a 30.000 años A. P., precedido y seguido de interestadios, centrados, en el Pacífico noroccidental, alrededor de 35.000 años A. P. (4), en Wisconsin e Illinois 35.000 a 30.000 años A. P. (5), en Ontario y, probablemente, en Pennsylvania alrededor de 34.000 años A. P. (6), y en Siberia 33.500 a 30.500 años A. P. (7).

Los registros de la flora indican un episodio muy frío en el Pacífico noroccidental entre aproximadamente 40.000 y 34.000 años A. P., y bajas temperaturas en África ecuatorial alrededor de 33.000 años A. P. (8). En Holanda y Francia, sin embargo, aunque el registro de la flora indica bajas temperaturas entre aproximadamente 36.000 a 33.000 años A. P. entre los interestadios de Hengelo y Deneekamp, el descenso de la temperatura parece haber sido menos marcado (9).

Un episodio muy frío que afectó a las aguas superficiales, culminado entre 36.000 y 35.000 años C-14 A. P., ha sido deducido del contenido faunístico de los sedimentos del fondo del Mediterráneo oriental (10), en el oriente del Atlántico Norte (11), y en el Pacífico tropical suroriental (12). Por otro lado, en testigos extraídos de las aguas del sur de California ha sido detectado un intervalo cálido centrado alrededor de 33.000 años C-14 A. P., precedido y seguido por condiciones frías, inferido del contenido faunístico y de carbonatos (13).

Las evidencias en el Caribe son ambiguas. Emiliani (14, 14a), ha interpretado las variaciones de la composición isotópica de oxígeno en tests

faunísticos, en términos de cambios de temperaturas; su bien conocida curva tiene dos mínimos fríos. Uno alrededor de 20.000 años A. P. y otro aproximadamente 60.000 años A. P., separados por un intervalo cálido con dos mínimos de caños en 55.000 y 35.000 años A. P. respectivamente, separados por una pequeña etapa ligeramente fría. Emiliani ha igualado todo este intervalo cálido con la combinación de los interstadios de Port Talbot y Plum Point, en Norteamérica, ignorando el estado que los separa. Muchos investigadores creen que los cambios de contenido de Oxígeno-18 en los experimentos marinos reflejan principalmente los cambios de composición isotópica del agua del mar, por la extracción y el regreso a los océanos de grandes cantidades de ella, como resultado de la continua formación de subterras de hielo, deficientes en O-18; las curvas son así, esencialmente curvas de paleoclimatología, las que nos recuerdan el volúmeno los hielos continentales, tanto como curvas de paleotemperatura. Imbrie et al (16), quien revisó este artículo, ha excluido, recientemente, tanto el contenido faunístico como la magnitud misma proporción de isótopos de oxígeno en muestras de sedimentos del fondo del mar Caribe. La curva de temperaturas deducida de los índices faunísticos sugiere que, durante la última de las grandes glaciaciones, las aguas superficiales tuvieron tres mínimos térmicos, uno 19.000 años C-14 A. P., y los otros dos en edades estimadas de 31.000 y 45.000 años C-14 A. P.. El mínimo térmico de 31.000 años aparentemente fue el más frío; sin embargo, la curva "delta O-18", la cual es similar a la de Emiliani excepto que la escala de tiempo es aproximadamente un 30% más larga, no sugiere incremento alguno en el monto de los hielos continentales en esa época.

Danegard et al (19) cree que un corto y severo período frío alrededor de 41.000 años calendario A. P. de su revisada (pero aún tentativa) escala de tiempo para los testigos de hielo de Camp Century, Greenland, puede corres-

poder al estadio comprendido entre los interstadios de Port Talbot y Plum Point, el cual Goltzweit et al (20) estima ocurrido aproximadamente 41.000 años C-14 A. P.. Sin embargo, actualmente se piensa que, este estadio habría culminado alrededor de 34.000 años C-14 A. P. (6). El problema de la relación entre año-calendario y año C-14 hace que la correlación de estos dos sucesos sea muy especulativa.

La mayoría de los investigadores piensa que el nivel eustático del mar durante por lo menos los últimos 100.000 años ha sido controlado principalmente por las glaciaciones y, por eso, fue más alto durante los interstadios que durante los estadios. Los niveles marinos superiores, aunque no necesariamente tan altos como el nivel actual, han sido deducidos de series de dataciones con Uranio de aproximadamente 35.000 años A. P. para Florida (21), de dataciones C-14 de 35.000 a 30.000 años A. P. para las plataformas continentales (22), y desde dataciones C-14 de aproximadamente 35.000 años A. P. en África del norte (23). Veeh y Chapell (24) concluyen, de dataciones por Uranio y por C-14 de los ~~marismos~~ principales arrecifes de coral de Nueva Guinea, que el nivel eustático del mar se estaba elevando alrededor de 50.000 años A. P. y que alcanzó un nivel alto de -25 mts. aproximadamente 35.000 años C-14 A. P.. Shackleton (25), sin embargo, supone que las dataciones C-14 son irreales; él interpreta la evidencia de Nueva Guinea como señalando que un nivel alto de -50 mts. fue alcanzado alrededor de 50.000 años A. P., resultado de una serie de dataciones con Uranio sobre coral.

Shackleton y Opdyke (18) han analizado recientemente un testigo del Pacífico ecuatorial occidental, en el cual la curva de isótopos de oxígeno es marcadamente paralela con la obtenida de los testigos extraídos del Caribe. Ellos interpretan esta curva como una curva de paleoglaciación y, por inferen-

ela, también como una curva del nivel eustático del mar. La curva muestra un descenso paulatino del nivel del mar a partir de un nivel alto interstadial de -50 mts. hace 50.000 años A. P., hasta un mínimo de -120 mts. hace 20.000 años A. P., pasando por un nivel de -60 mts. hace 35.000 años A. P.; en otras palabras, esta curva no refleja la triple secuencia interstadial-estadio-interstadial que el registro terrestre a lo largo de el margen sur de la capa de hielo de Laurentida sugiere (6).

Las evidencias acerca de las variaciones y tendencias de la temperatura general del globo hace aproximadamente 35.000 años A. P. son conflictivas. La mayoría de las evidencias glaciales, algunas de la flora y, algunas interpretaciones de testigos marinos indican un episodio frío de máximo glacial, precedido y seguido de condiciones cálidas; sin embargo, otras evidencias de la flora sólo sugieren un refrescamiento moderado, así como otras inferidas de sedimentos marinos y de los cambios en el nivel del mar implican el desarrollo de un interstadial moderadamente cálido, y, por último, otras evidencias de testigos indican que la temperatura era intermedia entre los niveles térmicos estadiales e interstadiales, y que existe descentamiento.

Estudios interdisciplinarios han resultado y reevaluando la teoría de la influencia en relación a que, las variaciones en la temperatura del globo son el resultado de cambios en la insolación causados por cambios en los parámetros de la órbita terrestre. Algunos (14a, 21, 26-28) apoyan la teoría (aunque con diferentes grados de convicción) en general por que ellos creen que la mayoría de la curva de insolación calculada con algunas curvas de paleotemperaturas deducidas, por ejemplo la de Miliam, es demasiado grande para ser coincidencia. Algunos parece están lo suficientemente seguros como para creer que los datos calculados de los valores de ins-

lecciones pasadas pueden ser usados como elementos cronológicos para los acontecimientos climáticos y glaciales. La mayoría de los investigadores concuerda con Milankovitch al creer que la radiación estival en el hemisferio norte habría sido la variable principal, controladora de estos acontecimientos. Aunque una adaptación totalmente diferente de la curva original de Milankovitch ha sido usada, ellos han obtenido una tendencia principal similar: un máximo de radiación alrededor de 11,000 años-calendario atrás, lo que algunos creen terminada con la última glaciación, y dos mínimos, uno alrededor de 25,000 años y otro alrededor de 70,000 años atrás, los cuales algunos investigadores piensan que corresponden a los mínimos glaciales de Late y Early Wisconsin. El intervalo Middle Wisconsin tiene valores intermedios de radiación y una declinación poco pronunciada que podría corresponder a la etapa fría de alrededor de 35,000 años A. P. e inmediatamente, Veal y Charoll (21) consideran que un nivel alto del mar alrededor de 35,000 años A. P. favorece a la teoría astronómica de los cambios climáticos. Kuhnle (27) cree que la principal variable controladora fue el rango de variación de la radiación invernal en el hemisferio norte; pero sus inferencias paleoclimáticas son similares. Otros investigadores (29-31) son, en diferente grado, escépticos en relación con la teoría de Milankovitch. Shackleton (30) manifiesta nuevamente una creencia semejante en ella, y Sellars (31) concluye tentativamente que los múltiples estados del clima mundial establecidos son posibles por el mismo número de variables impuestas, de modo que, quizá nunca podremos conocer los efectos climáticos de las variaciones de la órbita antigua sin conocer las condiciones climáticas iniciales.

Las evidencias currenten cada vez más, procedentes de distintas líneas de investigación, en relación con una etapa global muy fría ocurrida alre-

dador de 35.000 años C-14, A. P. aproximadamente, precedida y seguida por eridiciones marcadamente más caídas. La sucesión aparente de reflejos de cascadas sucesivamente en la curva de isotopos de oxígeno de los océanos es un enigma: una cierta y esencialmente fría etapa que permitió la formación de glaciares de montañas, mientras las cubiertas de hielo restantes retrocedían, parecen estar en desacuerdo con la evidencia de una expansión del campo de hielo de Laurentida. Por esta razón, la evidencia de una etapa muy fría no es predominantemente, pero esta se ve reforzada por esta nueva información proveniente de Chile. Consecuentemente, la teoría de Milankovitch sobre el control astronómico de los cambios climáticos, la cual es incompatible con cada uno de los acontecimientos, debería actualmente ser tomada con escepticismo.

Notas y Referencias

- (1) J. H. Mercer, *Science* 176, 1118 (1972)
- (2) En un carta de la ruta I-85, 100 mts. al E. del puente de Rio Iguaçu, 40° 18' S., 72° 36' W; muestra clasificada por la Sra. Prescia Torres, Depto. de Botánica de la U. de Concepción, Concepción, Chile.
- (3) En razón de la amplia desviación standard de las dataciones y de las grandes diferencias en la edad aparente que una pequeña contaminación pueda causar en muestras tan antiguas como estas, es incluido el monto de la real diferencia en tiempo que este distribución amplia de las edades representa.
- (4) D. R. Crennelli, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 388-A (1963), p. 62; D. J. Easterbrook, *Geol. Soc. Am. Bull.* 80, 2273 (1969).
- (5) R. F. Black and M. Rubin, *Trans. Wls. Acad. Sci. Arts Lett.* 56, 99 (1967-68); J. S. Frye, H. D. Glass, J. P. Kempton, H. B. Williams, *Ill.*

State Geol. Surv. Circ. 437 (1969).

- (6) G. W. White, S. M. Totten, D. L. Gross, Bull. Penn. Geol. Surv. G-55 (1969); A. Dreimanis and P. F. Karrow, in Quaternary Geology (International Geological Congress -24th session- Montreal, 1972), sect. 12, p. 5 (copies available from 24th International Geological Congress, 601 Booth Street, Ottawa K1A 0E8).
- (7) N. V. Kind, in Quaternary Geology (International Geological Congress - 24th session- Montreal, 1972), sect. 12, p. 55 (copies available from 24th International Geological Congress, 601 Booth Street, Ottawa K1A 0E8).
- (8) J. A. Costae, in Paleogeology of Africa, E. M. van Zinderen Balder, Ed. (Balkema, Cape Town, South Africa, 1967), vol. 3, p. 86; C. J. Heusser, Quat. Res. (N. Y.) 2, 189 (1972).
- (9) T. van der Hammen, G. C. Maarleveld, J. C. Vogel, W. H. Zagwijn, in The Late Cenozoic Glacial Ages, K. K. Turekian, Ed. (Yale Univ. Press, New Haven, Conn., 1971), p. 391; Y. Guillien, Bull. Ass. Fr. Etude Quaternaire 16, 155 (1968).
- (10) Y. Herman, Nature (Lond.) 238, 394 (1972).
- (11) C. Sancett, J. Imrie, N. G. Kipp, Quat. Res. (N. Y.) 3, 110 (1973).
- (12) K. R. Geitzenauer, A. McIntyre, M. B. Roche, Geol. Soc. Am. Abstr. Progress 5 (n° 7), 632 (1973).
- (13) D. S. Gorsline and P. W. Barnes, in Stratigraphy and Sedimentology (International Geological Congress -24th session- Montreal, 1972), sect. 6, p. 270 (copies available from 24th ~~session~~ International Geological Congress, 601 Booth Street, Ottawa K1A 0E8); A. Kheradpir, Micropaleontology 16, 102 (1970).
- (14) C. Emiliani, J. Geol. 63, 538 (1955); *ibid.* 74, 109 (1966); Science 166,

1503 (1969); *ibid.* 168, 822 (1970).

(14a) C. Emiliani, *Science* 178, 398 (1972).

(15) C. Emiliani, *Science* 154, 851 (1966).

(16) J. Imbrie, J. van Donk, N. G. Kipp, *Quat. Res. (N. Y.)* 3, 10 (1973).

(17) E. Claussen, *Prog. Oceanogr.* 3, 221 (1965); N. Shackleton, *Nature (Lond.)* 215, 15 (1967); W. Rasmussen, Dansgaard and H. Tauber, *Science* 166, 499 (1969); J. C. Dupessy, C. Lalou, A. C. Vinot, *ibid.* 168, 250 (1970).

(18) N. J. Shackleton and N. D. Opdyke, *Quat. Res. (N.Y.)* 3, 39 (1973).

(19) W. Dansgaard, S. J. Johnsen, H. B. Clausen, C. C. Langway, in *The Late Cenozoic Glacial Ages*, K. K. Turekian, Ed. (Yale Univ. Press, New Haven, Conn., 1971), p. 37.

(20) R. P. Goldswait, A. Dreimanis, J. L. Forsyth, P. F. Karrow, G. W. White, in *The Quaternary of the United States*, H. E. Wright and D. G. Frey, Eds. (Princeton Univ. Press, Princeton, N. J., 1965), p. 85.

(21) J. K. Omond, J. P. May, W. F. Tanner, *J. Geophys. Res.* 75, 469 (1970).

(22) K. O. Knezy, H. Mino, B. Sullivan, in *The Late Cenozoic Glacial Ages*, K. K. Turekian, Ed. (Yale Univ. Press, New Haven, Conn., 1971), p. 381.

(23) J.-C. Fontes and J. -P. Ferthuisot, *Nature Phys. Sci.* 244, 74 (1973).

(24) H. H. Vech and J. Chapell, *Science* 167, 862 (1970).

(25) N. J. Shackleton, in *The Phanerozoic Time-Scale: A Supplement* (Geological Soc. of London Special Publication 5, London 1971), p. 106.

(26) W. S. Broecker, *Science* 151, 299 (1966); *ibid.* and J. van Donk, *Rev Geophys. Space Phys.* 8, 169 (1970); P. Evans in *Quaternary Geology* (International Geological Congress -24th session- Montreal, 1972), sect. 12, p. 16 (copies available from 24th International Geological Congress, 601 Booth Street, Ottawa K1A 0B8); J. M. Mitchell, *Quat. Res. (N.Y.)* 2, 436 (1972).

- (27) G. J. Kukla, *Geol. Mijnbouw* 48, 307 (1969).
- (28) H. -A. Körner, In Quaternary Geology (International Geological Congress -24th session- Montreal, 1972), sect. 12, p.16 (copies available from 24th International Geological Congress, 601 Booth Street, Ottawa K1A 0P8); ~~and~~ G. J. Kukla and H. J. Kukla, *Quat. Res. (N.Y.)* 2, 412 (1972).
- (29) D. M. Shaw and W. L. Donn, *Science* 162, 1270 (1968); W. D. Sellers, *J. Appl. Meteorol.* 8, 392 (1969); *ibid.* 9, 960 (1970); B. Salzman and A. D. Vernekar, *J. Geophys. Res.* 76, 4195 (1971).
- (30) H. J. Shackleton, in The Pleistocene Time-Scale: A Supplement (Geological Society of London Special Publication 5, London, 1971), p.35; A. D. Vernekar, ~~and~~ *J. Appl. Meteorol. Monogr.* 12 (Nº 34) 1 (1972).
- (31) W. D. Sellers, *J. Appl. Meteorol.* 12, 241 (1973).
- (32) Trabajo de terreno financiado por Ohio State University y NSF grant G.A.-21122. Contribución nº 253 del Institute of Polar Studies, Ohio State University.

19 July 1973; revised 10 September 1973.

_____0000000000_____

FJFA/FJFA
6-June-1974